

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 6 • 2023 • НОЯБРЬ–ДЕКАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Никишин А.М., Сколотнев С.Г., Фоулджер Дж.Р., Родина Е.А., Алёшина К.Ф., Посаментьер Х.У., Черных А.А. Строение коры поднятия Менделеева в Арктическом океане: синтез данных сейсморазведки и опробования горных пород	3
Габдуллин Р.Р., Сыромятников К.В., Карпова Е.В., Казуров М.Д., Пузик А.Ю., Бадьянова И.В., Казымов К.П., Меренкова С.И., Бадулина Н.В., Иванов А.В., Мигранов И.Р. Высокоточная циклическая корреляция как основа детальных палеоклиматических реконструкций Крымско-Кавказского региона в юрское время	16
Копаевич Л.Ф., Яковишина Е.В., Митрофанова Н.О., Никишин А.М., Бордунов С.И. Опорный разрез верхнего маастрихта горы Клементьева (Юго-Восточный Крым)	24
Бугрова Э.М., Латыпова М.Р., Копаевич Л.Ф., Гусев А.В. Фораминиферы из глиняной пульпы грязевых вулканов Керченско-Таманской области: Семигорский, сопка Андрусова, Борух-Оба	34
Ульянцев А.С., Полякова Н.В. Характеристика элементного состава донных отложений и многолетнемерзлых пород губы Буор-хая (море Лаптевых)	44
Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р., Левитан М.А. Количественные параметры диагенетических преобразований в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг (Норвежское море) в зависимости от условий их накопления	55
Ульянцев А.С., Иванников С.И., Братская С.Ю., Чаркин А.Н. Радиоактивность поверхностных донных осадков Чаунской губы. Анализ природных и антропогенных факторов	67
Криулина Г.Ю., Вяткин С.В., Бардухинов Л.Д., Седых Е.М., Копчиков М.Б., Гаранин В.К. Алмазы трубки Пионерская — морфология, спектроскопия, перспективы	77
Власов Е.А., Мочалов А.Г., Вигасина М.Ф., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Минералы платиновой группы Баимского россыпного золотоносного узла, Западная Чукотка — новые данные	87
Салаватова Д.С., Бычков Д.А., Фяйзуллина Р.В. Адсорбция ртути (II) на минералах пород майкопской серии и грязевулканических глинах	100
Енисосова Н.В., Лубкова Т.Н., Митоян Р.А., Сингх В.К. Химический состав металлов христианских и языческих древностей из раскопок Великого Новгорода по данным междисциплинарных исследований	109
Степанов П.Ю., Гоманюк Ю.А. Алгоритмы глубинной кинематической миграции в двумерных средах	114
Ли Г., Гайнанов В.Г., Зверев А.С. Некоторые черты геологического строения донных отложений вокруг острова Беннета по сейсмоакустическим данным	130
Попов Д.Д., Пушкарев П.Ю. Чувствительность магнитотеллурических зондирований к типичным аномалиям электропроводности в тектоносфере	134
Поташев К.А., Баушин В.В., Мазо А.Б., Рамазанов Р.Г., Шелепов В.В. Проектирование положения изолирующего материала в обводненном слое суперколлектора для пятиточечной схемы заводнения нефтяного пласта	144
Хроника	
К юбилею Евгения Евгеньевича Милановского (1923–2012)	156
Конференция «К 100-летию академика Е.Е. Милановского»; МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва	159
Указатель статей и материалов, опубликованных в журнале «Вестник Московского университета. Серия 4. Геология» в 2023 году	165

CONTENTS

Nikishin A.M., Skolotnev S.G., Foulger G.R., Rodina E.A., Aleshina K.F., Posamentier H.W., Chernykh A.A. Crustal structure of the Mendeleev Rise in the Arctic Ocean: a synthesis of seismic profiles and rock sampling data	3
Gabdullin R.R., Syromyatnikov K.V., Karpova E.V., Kazurov M.D., Puzik A.Yu., Badyanova I.V., Kazymov K.P., Merenkova S.I., Badulina N.V., Ivanov A.V., Migranov I.R. High-precision cyclic correlation as a basis for detailed paleoclimatic reconstructions for the Crimean-Caucasian region in Jurassic time	16
Kopaevich L.F., Yakovishina E.V., Mitrofanova N.O., Nikishin A.M., Bordunov S.I. Reference section of the upper Maastricht of Mount Klementyeva (South-Eastern Crimea)	24
Bugrova E.M., Latypova M.R., Kopaevich L.F., Gusev A.V. Foraminifera from the clay pulp of mud volcanoes in the Kerch-Taman region: Semigorsky, Andrusov, Borukh-Oba ..	34
Ulyantsev A.S., Polyakova N.V. Elemental composition of bottom sediments and permafrost deposits from the Buor-Khaya Bay (Laptev Sea)	44
Syromyatnikov K.V., Gabdullin R.R., Levitan M.A. Quantification of diagenetic transformations in Eocene-Pleistocene sediments of the Vøring Plateau (Norwegian Sea) related to their environments	55
Ulyantsev A.S., Ivannikov S.I., Bratskaya S.Yu., Charkin A.N. Radioactivity of surface marine sediments of the Chaun Bay. Analysis of natural and anthropogenic environmental factors	67
Kriulina G.Yu., Vyatkin S.V., Bardukhinov L.D., Sedykh E.M., Kopchikov M.B., Garanin V.K. Diamonds of the Pionerskaya pipe — morphology, spectroscopy, prospects ..	77
Vlasov E.A., Mochalov A.G., Vigasina M.F., Shcherbakov V.D., Plechov P.Yu. Platinum group minerals of the Baimka gold placer cluster, Western Chukotka: The new data	87
Salavatova D.S., Bychkov D.A., Fiaizullina R.V. Mercury (II) adsorption on the Maikop series rocks and mud volcano clays	100
Eniosova N.V., Lubkova T.N., Mitoyan R.A., Singh V.K. Chemical composition of the Christian and pagan metal antiquities from the excavations at Medieval Novgorod on the base of interdisciplinary research	109
Stepanov P.Yu., Gomanyuk Ju.A. Algorithms of deep kinematic migration in two-dimensional media	114
Li G., Gainanov V.G., Zverev A.S. Some features of the geological structure of the sediments around Bennett Island from very high resolution seismic data	130
Popov D.D., Pushkarev P.Yu. Sensitivity of magnetotelluric soundings to typical electrical conductivity anomalies in the tectonosphere	134
Potashev K.A., Baushin V.V., Mazo A.B., Ramazanov R.G., Shelepov V.V. Design of the position of the blocking material in the waterflooded high-permeable interlayer of oil reservoir for five-spot flooding scheme	144

Chronicle

For the anniversary of Eugeniĭ Eugenevich Milanovskiy (1923–2012)	156
The Conference to the 100th anniversary of Academician E.E. Milanovskiy»; Lomonosov Moscow State University, Moscow	159

<i>Index of articles and materials</i> published in the journal «Moscow University Geology Bulletin. Series 4» in 2023	165
--	-----

СТРОЕНИЕ КОРЫ ПОДНЯТИЯ МЕНДЕЛЕЕВА В АРКТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ: СИНТЕЗ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И ОПРОБОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Анатолий Михайлович Никишин^{1✉}, Сергей Геннадьевич Сколотнев²,
Джиллиан Роуз Фулджер³, Елизавета Андреевна Родина⁴,
Ксения Федоровна Алёшина⁵, Хенри Уильям Посаментьер⁶,
Андрей Алексеевич Черных⁷

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; amnikishin@gmail.com ✉, <https://orcid.org/0000-0002-5375-6237>

² Геологический Институт РАН, Москва, Россия; sg_skol@mail.ru

³ Университет Дарема, Дарем, Великобритания; g.r.foulger@durham.ac.uk, <https://orcid.org/0000-0001-6943-6214>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; rodina_liza@mail.ru, <https://orcid.org/0009-0006-3381-7326>

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kfstartseva@gmail.com

⁶ ООО «Геонауки», Калифорния, США; hposamen1@gmail.com

⁷ ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия; a.a.chernykh@vniio.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5370-8593>

Аннотация. Поднятие Менделеева находится в Амеразийском бассейне Арктического океана. Работа основана на синтезе интерпретации региональных сейсмических профилей МОВ ОГТ 2Д и данных опробования горных пород с помощью специальных подводных аппаратов на склонах подводных гор и уступов. Поднятие представлено чередованием поднятий типа горстов и полуграбенов. В основании разрезов горстов выделяются яркие рефлекторы, которые интерпретируются как вулканиды. Разрезы полуграбенов имеют клиновидную форму в разрезе и по геометрии подобны последовательностям рефлекторов, наклоненных в сторону моря (seaward-dipping reflectors sequences (SDRs)) континентальных пассивных вулканических окраин. Опробование горных пород показало, что горсты сложены осадочными породами палеозоя, пронизанными интрузиями. На горстах выделены разрезы апта-альба с вулканидами (базальты, трахибазальты, трахиандезиты). U/Pb датирование магматических пород показало, что типичный возраст пород составляет 110–114 млн лет. Магматические породы содержат цирконы с возрастными от до-барремского мезозоя до палеозоя и докембрия. Эти цирконы были захвачены базальтовой магмой при ее движении вверх. Наличие этих древних цирконов указывает на то, что поднятие Менделеева сложено континентальной корой. Предложена модель строения коры поднятия Менделеева. В основании видимого на сейсмических профилях разреза преобладают вулканиды (на горстах от базальтов до трахиандезитов, в полуграбенах в основном базальты). Верхняя и нижняя кора примерно на 20–30% насыщена интрузиями основного состава. В основании коры выделяется высокоскоростной слой толщиной до 5 км. Предполагается, что его нижняя часть целиком представлена интрузиями типа габбро, а верхняя часть — это самая нижняя часть нижней коры, максимально насыщенная интрузиями.

Ключевые слова: поднятие Менделеева, SDR, сейсмостратиграфия, U/Pb датирование возраста, Арктика, строение коры, магматизм

Для цитирования: Никишин А.М., Сколотнев С.Г., Фулджер Дж.Р., Родина Е.А., Алёшина К.Ф., Посаментьер Х.У., Черных А.А. Строение коры поднятия Менделеева в Арктическом океане: синтез данных сейсморазведки и опробования горных пород // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 3–15.

CRUSTAL STRUCTURE OF THE MENDELEEV RISE IN THE ARCTIC OCEAN: A SYNTHESIS OF SEISMIC PROFILES AND ROCK SAMPLING DATA

Anatoliy M. Nikishin^{1✉}, Sergey G. Skolotnev², Gillian R. Foulger³,
Elizaveta A. Rodina⁴, Kseniya F. Aleshina⁵, Henry W. Posamentier⁶,
Andrey A. Chernykh⁷

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; amnikishin@gmail.com ✉, <https://orcid.org/0000-0002-5375-6237>

² Geological Institute RAS, Moscow, Russia; sg_skol@mail.ru

³ Durham University, Durham, U.K.; g.r.foulger@durham.ac.uk, <https://orcid.org/0000-0001-6943-6214>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; rodina_liza@mail.ru, <https://orcid.org/0009-0006-3381-7326>

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kfstartseva@gmail.com

⁶ LLC Geosciences, California, USA; hposamen1@gmail.com

⁷ VNIIOkeanogeologiya, St. Petersburg, Russia; a.a.chernykh@vniio.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5370-8593>

Abstract. The Mendeleev Rise is located in the Amerasia Basin of the Arctic Ocean. The work is based on a synthesis of interpretation of regional seismic profiles of the OGT 2D DOM and data from rock sampling using

special underwater vehicles on the slopes of seamounts and scarps. The uplift is represented by alternation of highs (horsts) and half-grabens. At the base of the horst sections, bright reflectors are distinguished, which are interpreted as volcanics. Half-graben sections are wedge-shaped in section and are similar in geometry to seaward-dipping reflectors (SDRs) of continental passive volcanic margins. Rock sampling has shown that the horsts are composed of sedimentary rocks of Palaeozoic age, penetrated by intrusions. Aptian-Albian sections with volcanics (basalts, trachybasalts, trachyandesites) were identified on the horsts. U/Pb dating of igneous rocks showed that typical age of rocks is 110–114 Ma. Magmatic Cretaceous rocks contain zircons with ages ranging from pre-Barremian Mesozoic to Palaeozoic and Precambrian. These zircons were captured by basaltic magma during its upward movement. The presence of these ancient zircons indicates that the Mendeleev Rise is composed of continental crust. A model of the crustal structure of the Mendeleev Rise is proposed. The base of the section visible on seismic profiles is dominated by volcanics (on horsts from basalts to trachyandesites, in half-grabens mainly basalts). The upper and lower crust is approximately 20–30% saturated with intrusions of basic composition. At the base of the crust, a high-velocity layer up to 5 km thick is distinguished. It is assumed that its lower part is entirely represented by gabbro-type intrusions, and the upper part is the lowest part of the lower crust, maximally saturated with intrusions.

Keywords: Mendeleev Rise, SDR, seismic stratigraphy, U/Pb age dating, Arctic, crustal structure, magmatism

For citation: Nikishin A.M., Skolotnev S.G., Foulger G.R., Rodina E.A., Aleshina K.F., Posamentier H.W., Chernykh A.A. Crustal structure of the Mendeleev Rise in the Arctic Ocean: a synthesis of seismic profiles and rock sampling data. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 3–15. (In Russ.).

Введение. Геология Северного Ледовитого (Арктического) океана изучается давно специалистами всех приарктических и других государств. Неоценимый вклад в изучение геологии Арктики внесли многие советские исследователи. В 1982 г. была принята Конвенция ООН по морскому праву. С этого времени все прибрежные страны должны были обосновать внешние границы континентального шельфа согласно принятым соглашениям. Интенсивность изучения Арктического океана существенно возросла. В России с 2005 г. стал официально действовать Арктический Мега-Проект, финансируемый государством. Детали этого проекта описаны в ряде публикаций [Piskarev et al., 2019; Petrov, Smelror, 2021; Nikishin et al., 2021a,b,c; Никишин и др., 2022]. В частности, в его рамках был получен большой объем сейсмических, гравитационных и магнитометрических данных. Сейсморазведка выполнялась в разных модификациях, что позволило изучить детально верхнюю часть осадочного чехла, весь осадочный чехол и глубинные горизонты земной коры. Полученный объем информации до сих пор еще не проанализирован в полной мере. Кроме этого, широко использовалось драгирование дна океана с целью взятия образцов пород [Kossovaya et al., 2018; Petrov, Smelror, 2021]. Вследствие широкого распространения ледового разноса каменного материала в Арктическом океане, вначале у специалистов не было уверенности, что собранный материал хотя бы частично имеет коренное происхождение. Поэтому, позднее было принято решение о взятии образцов коренных пород поднятия Менделеева с помощью специальных подводных аппаратов. Результаты всех этих геофизических и геологических работ суммированы в данной статье.

Краткий геологический обзор. На рис. 1 представлена карта рельефа (батиметрии) Арктического океана. В Арктическом океане выделяются Евразийский и Амеразийский мегабассейны, разделенные хребтом Ломоносова. В Амеразийском мегабассейне на юге выделяется Канадский бассейн, а на севере —

пояс подводных возвышенностей поднятия Менделеева и хребта Альфа, которые вместе образуют поднятие Альфа-Менделеева без четких границ между этими структурами. Параллельно поднятию Альфа-Менделеева проходят два пояса относительно глубоководных бассейнов: пояс бассейнов Подводников-Макарова и пояс бассейнов Толля-Менделеева-Наутилус-Стефанссона. Подробный геологический обзор представлен в [Никишин и др., 2022]. Ранее было широко принято, что вся область Амеразийского бассейна имеет океаническую кору, а поднятие Альфа-Менделеева является океаническим плато исландского типа с утолщенной базальтовой корой, например, [Gratnz et al., 2011]. Большинство исследователей принимает мезозойский возраст формирования Амеразийского бассейна, однако, ранее считалось, что кора имеет юрско-меловой возраст, а в настоящее время в большинстве публикаций обосновывается ее раннемеловой возраст [Petrov, Smelror, 2019; Døssing et al., 2017; Nikishin et al., 2021c, 2023; Mosher et al., 2023]. Также, в последние годы стала доминировать точка зрения о том, что поднятие Альфа-Менделеева сформировано на континентальной коре, претерпевшей значительное растяжение и внедрение большого количества базальтового материала [Kashubin et al., 2018; Petrov, Smelror, 2021; Piskarev et al., 2019; Skolotnev et al., 2019; Nikishin et al., 2023]. В результате, кора поднятия, вероятно, представлена смесью континентального и базальтового материала [Jackson, Chain, 2019]. Возраст коры поднятия Альфа-Менделеева большинством авторов принимается меловым.

В Арктическом регионе традиционно выделяется Большая магматическая провинция Высокой Арктики (High-Arctic Large Igneous Province-HALIP), например, [Oakey, Saltus, 2016; Døssing et al., 2017; Petrov, Smelror, 2019]. Эта магматическая суперпровинция включает трапповые базальтовые области Земли Франца Иосифа, Шпицбергена, северную часть островов Канадского архипелага, район островов Де-Лонга. В океане по геофизическим

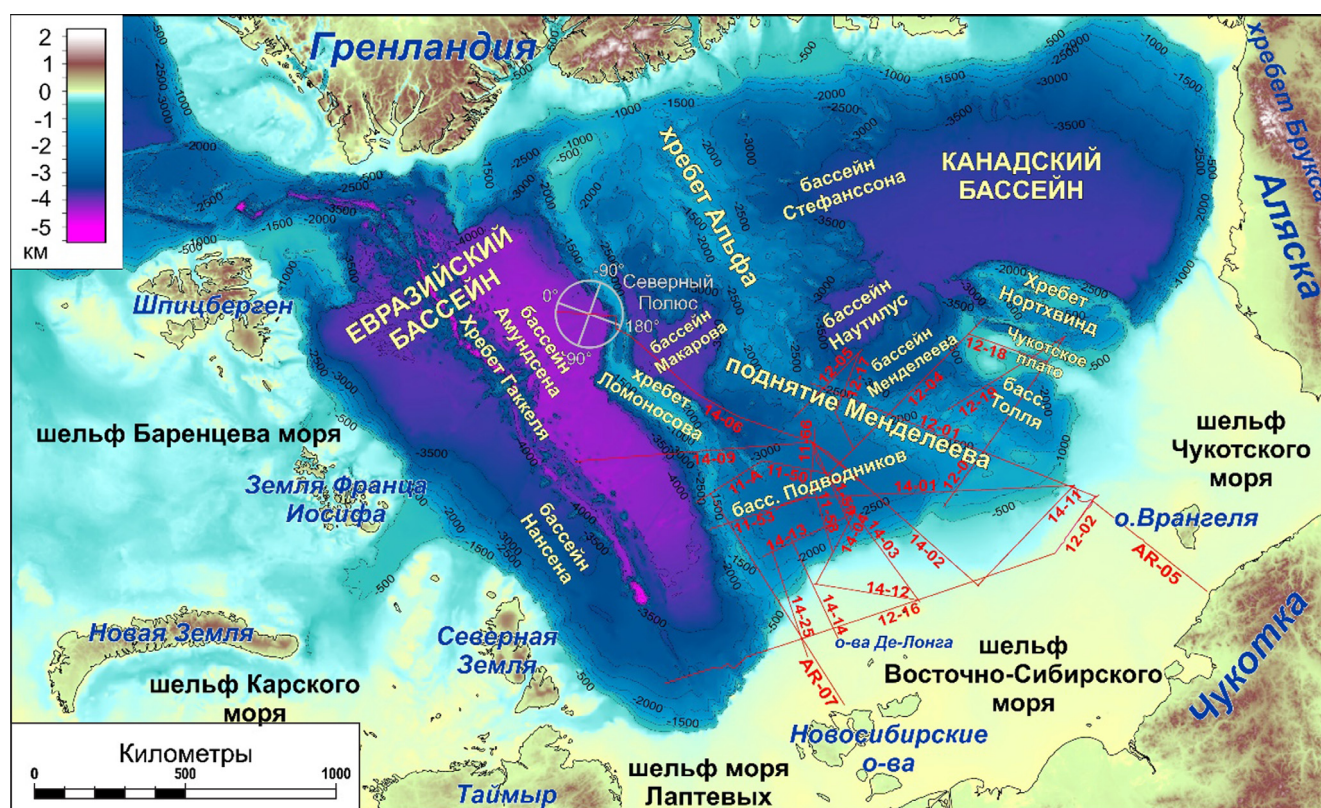


Рис. 1. Топография и батиметрия Арктического региона [Jakobsson et al., 2020]. Красными линиями показаны российские сейсмические профили и их номера, использованные в работе

данным выделены вулканические плато на хребте Ломоносова, севернее острова Врангеля и в других местах. Принято считать, что вся область поднятия Альфа-Менделеева и большая часть сопряженных относительно глубоководных бассейнов охвачены провинцией HALIP и в строении их коры присутствуют ее магматические породы. Традиционно считается, что HALIP формировалась примерно 130–80 млн лет назад с максимальной магматической активностью между 125 и 100 млн лет назад [Nikishin et al., 2023]. Обзор данных представлен в [Никишин и др., 2022].

Данные и методы. В данной работе мы используем два основных метода: 1 — интерпретация региональных сейсмических профилей МОВ ОГТ 2Д; 2 — анализ магматических горных пород, отобранных на склонах подводных гор поднятия Менделеева.

Основной объем сейсмических профилей, характеризующих поднятие Менделеева, был получен в ходе экспедиции «Арктика-2012». Полевые работы выполнялись АО «Севморгео» с бортов атомного ледокола «Капитан Драницин» и научно-исследовательского судна «Диксон». Некоторые технические детали сейсморазведочных работ представлены в [Nikishin et al., 2021a]. Положение отработанных профилей показано на рис. 1.

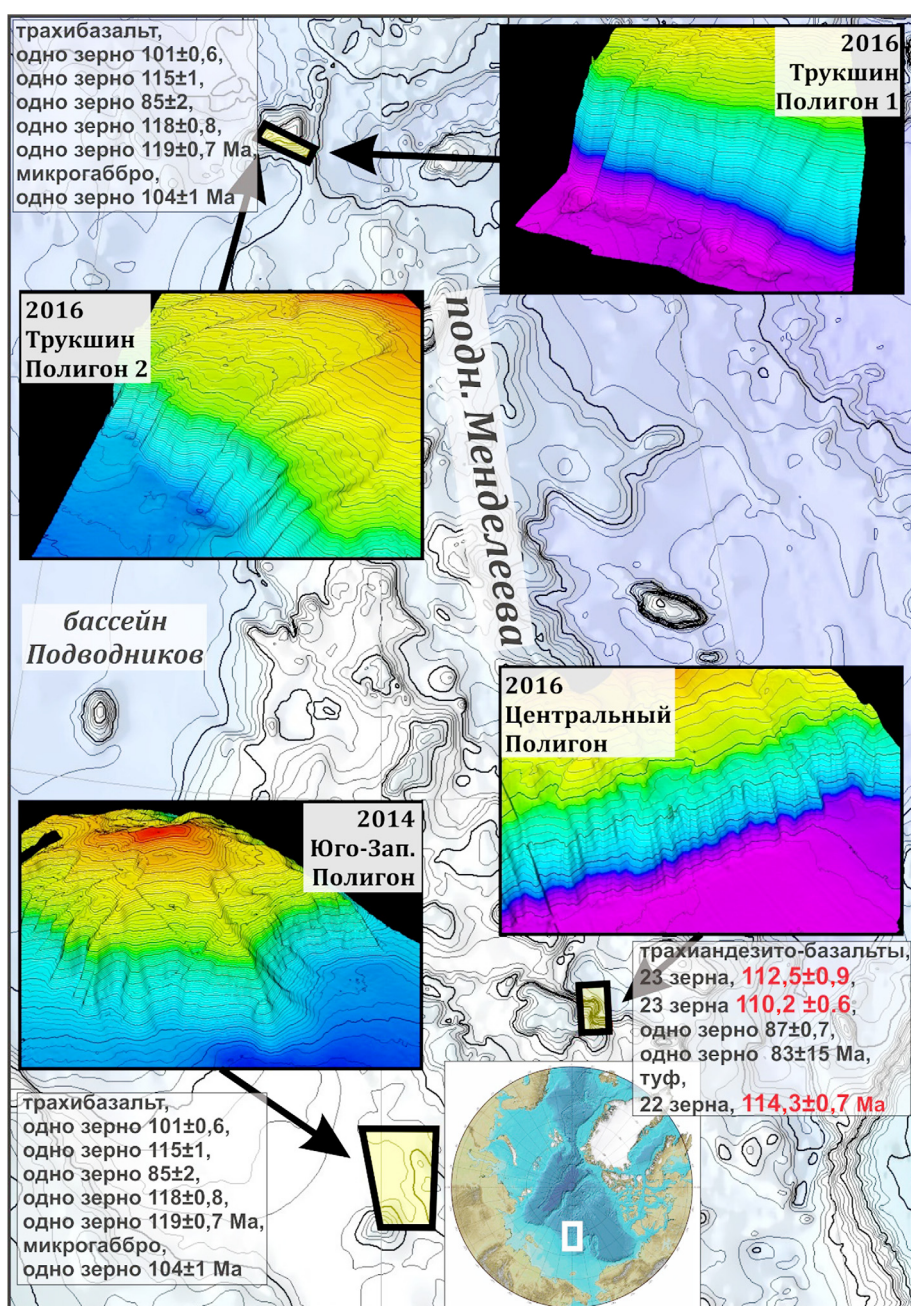
Для изучения горных пород, слагающих поднятие Менделеева, совместными усилиями МПР РФ и Роснедра (с подведомственными институтами),

МО России, ЗАО «Геослужба ГИН РАН» и Геологическим институтом РАН были организованы экспедиции «Менделеев-2014» и «Менделеев-2016». В рамках экспедиций применялись специальные подводные аппараты, с помощью которых выполнялся отбор коренных пород. Методика отбора показана на рис. 2 и 3 и описана в работах [Сколотнев и др., 2017; Nikishin et al., 2021a]. Всего было обследовано три подводных горы, в том числе два склона на горе Трукушина (рис. 4). Детали проведения экспедиции представлены в работах [Skolotnev et al., 2017, 2019, 2022; Nikishin et al., 2021a].

Сейсмическая стратиграфия для Арктического океана была обоснована ранее и представлена в работах [Nikishin et al., 2021b, Nikishin et al., 2023; Никишин и др. 2022]. Для района поднятия Менделеева на основе метода тектоностратиграфии выделены опорные сейсмические горизонты с примерными возрастными 125, 100, 80, 66, 56, 45, 34 и 20 млн лет.

Результаты. Доступный объем данных МОВ ОГТ 2Д был тщательно проанализирован и проинтерпретирован с целью установления особенностей тектонической эволюции поднятия Менделеева. Пример выполненной интерпретации сейсмического разреза показан на рис. 5, другие разрезы опубликованы в работах [Nikishin et al., 2021b, 2023; Rodina et al., 2022; Никишин и др., 2022]. Главной характеристикой поднятия Менделеева, установленной по данным МОВ ОГТ, является наличие в его строении чередования полутрабеннов и разделяющих их подня-

Рис. 4. Локация полигонов во время глубоководных геологических экспедиций на поднятие Менделеева в 2014 и 2016 годах. В нижнем слое показана батиметрическая карта района исследований по модели [Jakobsson et al., 2020]. Более детальная батиметрия для полигонов представлена МПР РФ [Skolotnev et al., 2019; Nikishin et al., 2021a]. Для каждого полигона написаны полученные изотопные U/Pb возраста магматических пород в млн. лет; по [Сколотнев и др., 2023]. Красным цветом написаны наиболее надежные возраста для когерентных групп зерен



тий (горстов). Полутрабены обычно образованы синрифтовыми сейсмокомплексами треугольной формы в разрезе с многочисленными яркими рефлексорами. Такие треугольные сейсмокомплексы типичны для вулканических пассивных континентальных окраин и называются seaward dipping-reflectors (SDR, рефлексоры, наклоненные в сторону моря), например [Geoffroy et al., 2015]. Считается, что сейсмические комплексы SDR сложены базальтами с возможным чередованием с осадочными породами. Вулканизм, как показано многими исследователями, проходил либо в аэральной обстановке, либо в субаэральной обстановке мелкого моря [Geoffroy et al., 2015]. Внутри сейсмических комплексов SDR выделяются многочисленные тела типа даек и силлов. Последние типичны и для синрифтового комплекса. Для верхней части синрифтовых комплексов характерны вулканические постройки (рис. 5). В основании раз-

резов горстов типично наличие ярких рефлексоров, указывающих на вероятное наличие вулканического покрова [Rodina et al., 2022; Никишин и др., 2022].

Точки опробования горных пород на двух склонах подводной горы Трукшина поднятия Менделеева и для Юго-Западного полигона были привязаны к сейсмическим профилям (рис. 6). Привязка носит приблизительный характер, так как осуществлена исключительно с ориентировкой на зафиксированную глубину отбора образцов подводным аппаратом.

Для всех трех подводных гор характерны сходные разрезы пород [Skolotnev et al., 2019, 2022]. В разрезе подводных гор выделены три толщи. Нижняя (верхний ордовик-силур) толща сложена чистыми доломитами и доломитами с терригенной и биокластовой примесью, известняками с терригенной и биокластовой примесью и кварцитопесчаниками. Эти отложения накапливались в при-

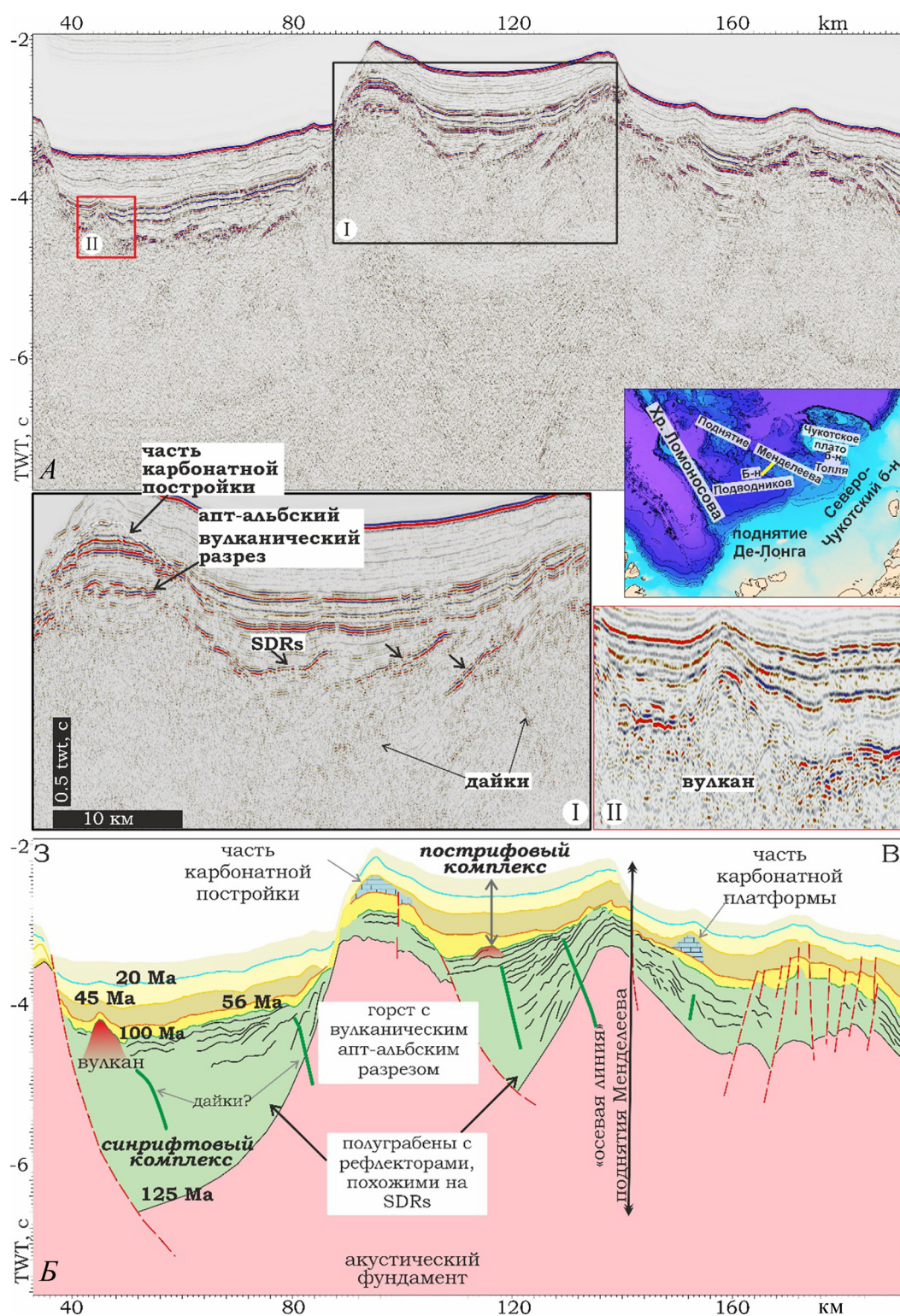


Рис. 5. Поднятие Менделеева: А — фрагмент сейсмического профиля ARC12-04 и Б — его интерпретация. Локация профиля указана на карте. Поднятие Менделеева имеет осевую линию, у которой направление падения рефлекторов меняется на противоположное. По [Родина и др., 2022 с изменениями]

брежных и мелководных шельфовых обстановках тропического моря, связанных с карбонатными платформами, соседствующими с участками речного стока. В составе средней толщи (средний-верхний девон) принимают участие известняки с терригенной и биокластовой примесью, а также кварц-полевошпатовые песчаники, накапливавшиеся в прибрежных и мелководных обстановках тропического моря. Верхняя толща (нижний мел) во всех трех разрезах представлена известковистыми, глинистыми и известково-глинистыми песчани-

ками, формирование которых происходило в мелководных морских условиях. Для меловой толщи во всех трех разрезах типичны вулканы и туфы. Нижняя и средняя толщи на сейсмических профилях слагают акустический фундамент, и их структура не выявляется. Верхняя меловая толща образует региональный чехол, который четко распознается на сейсмических профилях (рис. 6). В палеозойских отложениях в результате взятия проб горных пород выявлено большое количество интрузивных тел базальтового (габбрового) состава.

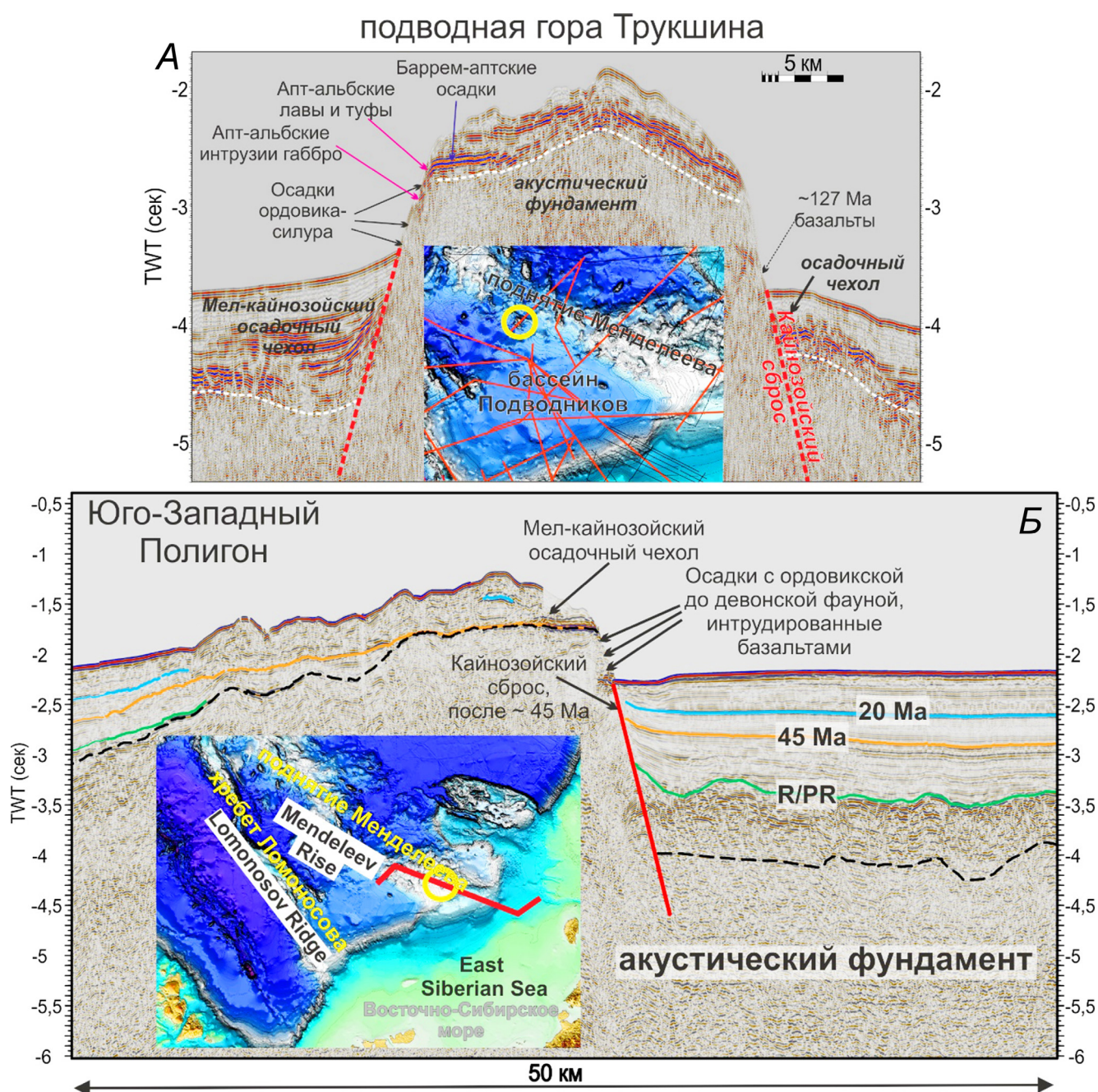


Рис. 6. А — фрагмент сейсмического профиля ARC-12-05 для подводной горы Трукшин. Локация профиля показана на карте кружком; Б — интерпретация фрагмента сейсмического профиля ARC 12-01 для района поднятия Менделеева. Локация профиля показана на карте кружком. На этих склонах были взяты образцы горных пород С.Г. Сколотневым с помощью специальных подводных аппаратов. Примерное положение взятия проб горных пород показано стрелками. Показаны сейсмические горизонты с их вероятными возрастными. Возраста пород в основном по С.Г. Сколотневу и др. [Skolotnev et al., 2019; Сколотнев и др., 2022]. По [Nikishin et al., 2021a, с изменениями]

С.Г. Сколотнев и др. [2023] провели анализ собранных магматических пород поднятия Менделеева методом U/Pb изотопной геохронологии цирконов. Породы представлены как чехлом на подводных поднятиях, так и интрузивными телами. Среди изученных пород выделены 2 группы: 1) базальты и микрогаббро нормальной щелочности; 2) трахибазальты, трахиандезиты, трахиандезитобазальты и их туфы, совокупно образующие единый ряд дифференциации пород умеренной щелочности. Вероятные интрузии образованы микрогаббро

и трахиандезитами. Следует отметить, что для склонов подводных гор, на которых были взяты образцы, вероятны оползневые процессы, поэтому породы, взятые на склонах, могли быть перемещены из их коренного положения. Склоны подводных гор образованы кайнозойскими сбросами, по которым породы также могли быть перемещены.

При анализе горных пород зерна циркона для U/Pb датирования были выделены по стандартной методике в Геологическом институте РАН. U-Th-Pb изотопный анализ производился на ионном микро-

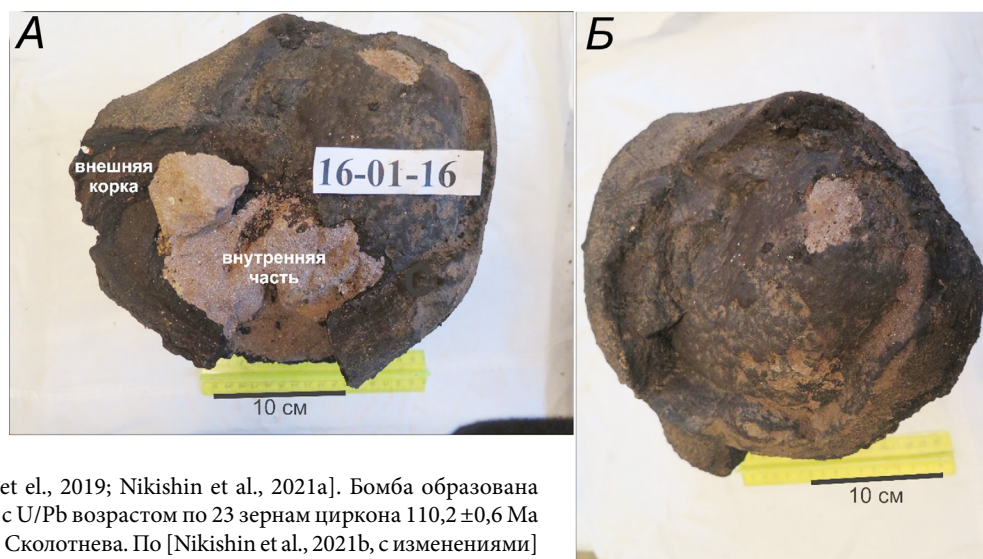


Рис. 7. Фото одной вулканической бомбы с двух сторон (А, Б) (образец 1001/16). Бомба была отобрана в 2016 г. на поднятии Менделеева (Центральный Полигон; 79° 01,3' N, 174° 53,3' W, глубина воды 1960 м) с использованием специального подводного оборудования [Skolotnev et al., 2019; Nikishin et al., 2021a]. Бомба образована базальтовыми трахиандезитами с U/Pb возрастом по 23 зернам циркона $110,2 \pm 0,6$ Ma [Сколотнев и др., 2023]. Фото С.Г. Сколотнева. По [Nikishin et al., 2021b, с изменениями]

зонде SHRIMP-RG в Исследовательской школе наук о Земле Австралийского национального университета (Канберра).

Для вулканических пород умеренной щелочности получены следующие U/Pb изотопные возраста для когерентных групп зерен: в трахиандезитах по 23 зернам получен средний возраст $112,5 \pm 0,9$ млн лет и по 23 зерну $110,2 \pm 0,6$ млн лет. По туфам по 22 зерну получен средний возраст $114,3 \pm 0,7$ млн лет. Все данные пробы относятся к Центральному полигону (рис. 4). По отдельным зернам получены возраста $111 \pm 0,8$, 104 ± 1 , $118 \pm 0,8$ и $119 \pm 0,7$ млн лет (рис. 4). В целом, типичный возраст магматических пород 110–114 млн лет. Образец 1601/16 оказался вулканической бомбой с изотопным возрастом $110,2 \pm 0,6$ млн лет (рис. 7). Вулканические породы чехла являются существенно пористыми породами, формировавшимися либо на суше, либо в мелководно-морских обстановках. Наличие вулканической бомбы однозначно свидетельствует о наличии вулканов на суше.

Несколько анализированных цирконов имеют более молодые U/Pb возраста. В пробе 1601/21 (Центральный полигон) имеется два зерна с возрастами $87 \pm 0,7$ и 83 ± 15 млн лет, остальные — в интервале 134–2475 млн лет. В пробе 1602/5 (гора Трукшина) три зерна имеют возраста 85 ± 2 , $118 \pm 0,8$ и $119 \pm 0,7$ млн лет, остальные зерна имеют возраста в диапазоне от 139–163 млн лет до палеозоя и докембрия. Их интерпретация не однозначна: либо была более молодая фаза магматизма, либо, как предполагается в работе [Сколотнев и др., 2023], более древние цирконы испытали перекристаллизацию в позднем мелу. В песчаниках осадочного разреза поднятия Менделеева выделены детритовые цирконы с возрастами около 120 Ma. Это указывает на то, что седиментация осадочных пород, вероятно, проходила синхронно с вулканизмом. U/Pb датирование меловых магматических пород поднятия Менделеева показало, что в них имеется большое количество цирконов палеозойского и докембрийского возраста. Получены следующие датировки

для разных образцов: 295–622, 412–1677, 141–1830, 491 ± 4 , 508 ± 4 , 131–152, 560 ± 6 , 905 ± 24 , $428,2 \pm 2,8$, 139–162, 241–274, 401–2641, 196–1862, 250–1181, 2675, $1 \pm 11,6$, 298 ± 3 , 465 ± 7 , 134–2475, 635–1917 млн лет [Сколотнев и др., 2023]. Очевидно, что данные цирконы попали в меловую магму при ассимиляции вмещающих пород в ходе ее подъема. Наличие зерен цирконов с возрастами 131–152 и 139–162 млн лет может указывать на то, что ниже раннемелового чехла в акустический фундамент входит мезозойский до-барремский осадочный чехол с транспортом юрско-раннемеловых магматических цирконов из района Верхоянско-Чукотской области, для которой характерен магматизм этого возраста [Nikishin et al., 2021c]. Важно отметить, что в одном из туфов встречены исключительно одни архейские цирконы.

Как уже было сказано, определений возраста для полутрабенов с вероятными сейсмическими комплексами типа SDR данных нет. Детальное описание сейсмических комплексов SDR поднятия Менделеева представлено в работе [Rodina et al., 2022]. В волновом поле SDRs представляют собой комплексы высокоамплитудных, плоско-параллельных или изогнутых рефлекторов, образующих веерообразные клинья. Комплексы SDRs обычно имеют высокоамплитудную кровлю, которой присущ прилегающий характер границ. Подошва комплекса SDRs на сейсмических данных обычно неопределима. Предположительно, в основании комплексов SDRs находится детачмент или серия ограничивающих разломов [Geoffroy, 2005; Geoffroy et al., 2020; Planke et al., 2000]. Рефлекторы полого наклонены и омолаживаются в сторону «моря» (т.е. в сторону оси растяжения). Они могут простираться в стороны на сотни километров, а их мощность варьирует от 3–5 до 10, редко до 20 км [Planke et al., 2000]. Значения сейсмической скорости в комплексах SDRs обычно составляют от 3–4 км/с сверху разреза до 6,5 км/с внизу [Harkin et al., 2020]. Доступен небольшой объем скважинных данных для комплексов SDRs — преимущественно с окраин Исландии, Гренландии

и Норвегии [Eldholm et al., 1987; Planke et al., 1994; Abdelmalak et al., 2016; Meyer et al., 2009] и окраины Южной Америки [McDermott et al., 2018]. Известные наземные обнажения SDRs описаны в районах Диско-Нунавик (Западная Гренландия) [Abdelmalak et al., 2019; Geoffroy, 2005] и Кэп-Дайер у Земли Баффины (Канада) [Skaarup et al., 2006]. По результатам анализа керн из скважин на шельфе и данных береговых исследований следует, что SDRs представлены субаэральными базальтовыми потоками. Слои базальтов переслаиваются с небольшим количеством вулканокластического и/или осадочного материала. Мощность отдельных базальтовых слоев может достигать 5–10 м [Abdelmalak et al., 2016]. Для SDR комплексов типичны силлы, которые дают яркие сейсмические отражения. Различают внутренние и внешние комплексы SDR [Geoffroy et al., 2015]. Внутренние SDR выполняют полуграбены на континентальной коре. В отношении внешних SDR, расположенных мористее, большинством считается, что они также формируются на континентальной коре, но дискуссия на этот счет продолжается [Geoffroy et al., 2022]. SDR комплексы поднятия Менделеева по морфологии похожи на внутренние SDR [Rodina et al., 2022; Nikishin et al., 2023].

В теории обычно считается, что при формировании SDR магматических комплексов сначала формируются базальтовые траппы (платобазальты), а далее происходит формирование полуграбена [Geoffroy et al., 2005]. Из этого следует, что SDR магматические комплексы могут быть моложе вулканитов на горстах, для которых есть изотопные определения возраста. Таким образом, магматические породы полуграбенов поднятия Менделеева могут быть несколько моложе ~110 млн лет. Статистических данных в отношении продолжительности формирования SDR комплексов на пассивных континентальных окраинах пока мало, но согласно опубликованным данным — это первые миллионы лет. Следовательно, возраст SDR комплексов поднятия Менделеева должен быть не древнее 100 млн лет.

С учетом всех новых данных была составлена обновленная схема хроностратиграфии для поднятия Менделеева (рис. 8).

Дискуссия. На основе анализа сейсмических профилей и полученных изотопных возрастов магматических пород возможно перейти к дискуссии о строении коры поднятия Менделеева. Поднятие сформировано на континентальной коре мощностью до 30–35 км [Kashubin et al., 2018]. На рис. 9 представлена модель глубинного строения, основанная на опубликованном глубинном разрезе из указанной работы. В основании коры мы выделили высокоскоростной слой толщиной до 5 км (High-Velocity Lower Crust (HVLC) — высокоскоростной слой в основании нижней коры) (рис. 9), характерный для пассивных вулканических окраин, например, [Lebedeva-Ivanova et al., 2019; Guan et al., 2019; Geoffroy et al., 2022]. Ранее, наличие данного

слоя интерпретировалось как результат магматического андерплейтинга, то есть как слой интрузий, вероятно, базальтового состава, которые внедрились на границе коры и мантии. В настоящее время не исключается, что этот слой может быть представлен низами нижней коры, высоконасыщенными интрузиями базальтового состава. Вероятно, обе модели могут быть справедливы: внизу слоя это может быть сплошная интрузия, а выше — нижний слой континентальной коры, максимально насыщенный интрузиями основного состава.

Чисто геофизические модели строения коры не всегда всеми считаются обоснованными и нуждаются в подкреплении дополнительными геологическими аргументами. В работе [Сколотнев и др., 2023] показано, что в меловых базальтах поднятия Менделеева имеется большое количество ксенокристов цирконов с возрастaми от 131 до 2675 млн лет, которые однозначно были захвачены из кристаллической коры. В то же время, наличие ксеногенных цирконов более молодого возраста, вплоть до 131 млн лет, позволяет осторожно предположить возможность присутствия в разрезе и до-барремского мезозойского осадочного чехла. В любом случае, новые данные о возрасте ксеногенных цирконов, выделенных из магматических пород, подтверждают континентальную природу коры поднятия Менделеева и ее до-ордовикский возраст (отложения ордовика доказаны в основании осадочного чехла [Skolotnev et al., 2019, 2022]). Установить возраст точнее в настоящее время представляется сложным. Судя по тому, что многие цирконы имеют возрастa близкие к 560–900 млн лет, тиманский (неопротерозойско-кембрийский) возраст коры у поднятия наиболее вероятен [Никишин и др., 2022]. Тиманиды широко развиты в Арктическом регионе [Nikishin et al., 2021c]. Наличие исключительно архейских цирконов в одном из образцов туфов можно объяснить либо наличием блока архейской коры в составе поднятия Менделеева, либо можно предположить, что эти цирконы позднее были перемыты и переотложены в более молодые отложения.

Внутренние вероятные SDR комплексы обнажены на суше, в частности — в Гренландии [Chauvet et al., 2019]. На ее западном побережье Баффинова залива SDR снизу вверх сложены [Chauvet et al., 2019; Guan et al., 2019]: маломощной толщей гиадокластитов, подушечных базальтов и субаэральных базальтов; мощной (до 4–5 км) толщей пикритов и базальтов; мощной (до 5 км) толщей пикритов, базальтов и туфов; верхней маломощной толщей трахитов и щелочных базальтов. Длительность формирования вулканического комплекса около 5–6 млн лет.

Для восточного побережья Гренландии хорошо описаны интрузивные комплексы, подстилающие вулканические комплексы слагающие внутренние SDR [Geoffroy, 2005; Guan, 2018]. Пример строения коры ниже вулканического комплекса SDR показан на рис. 10 [Guan, 2018]. Отчетливо видно, что фунда-

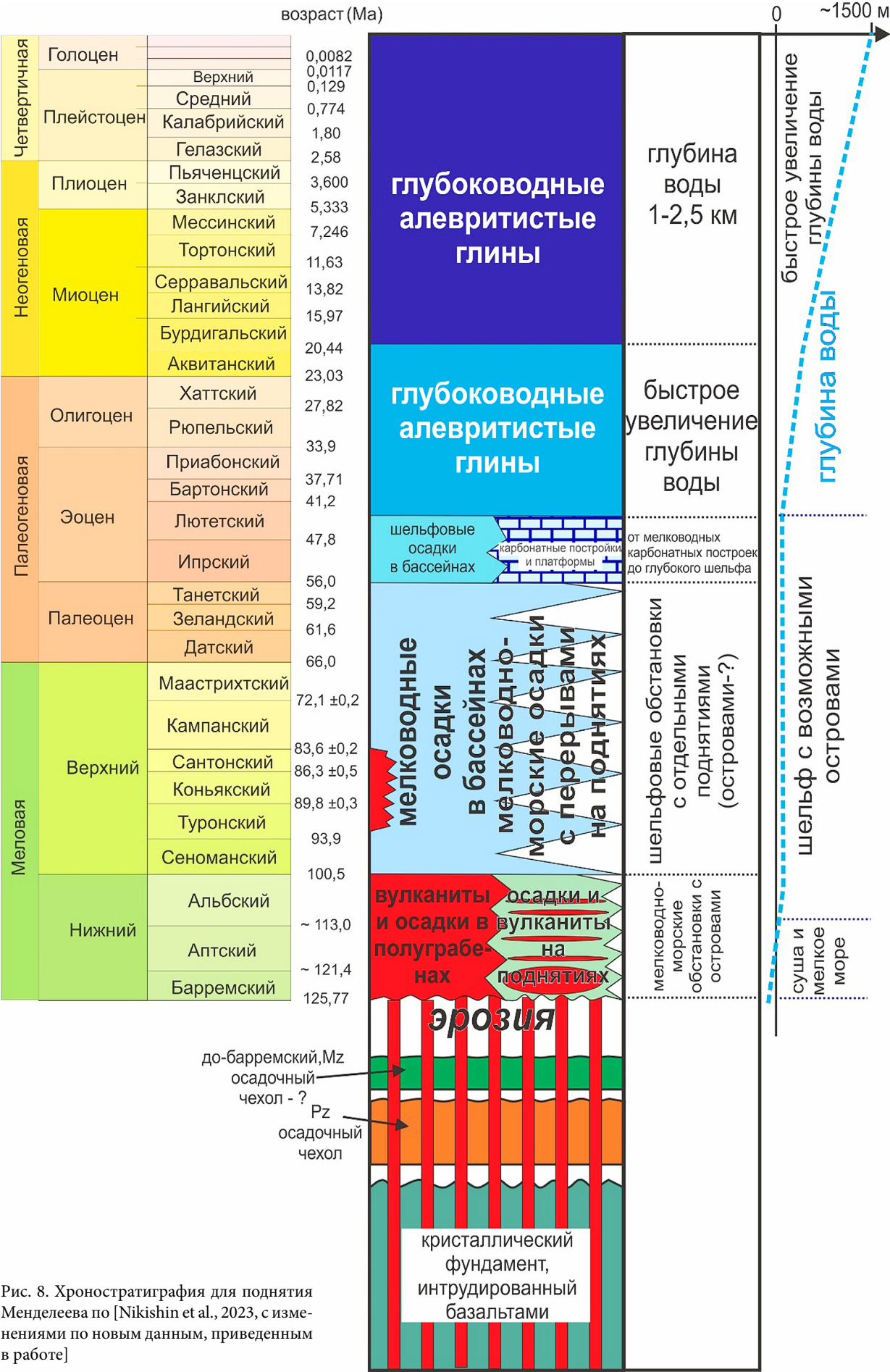


Рис. 8. Хроностратиграфия для поднятия Менделеева по [Nikishin et al., 2023, с изменениями по новым данным, приведенным в работе]

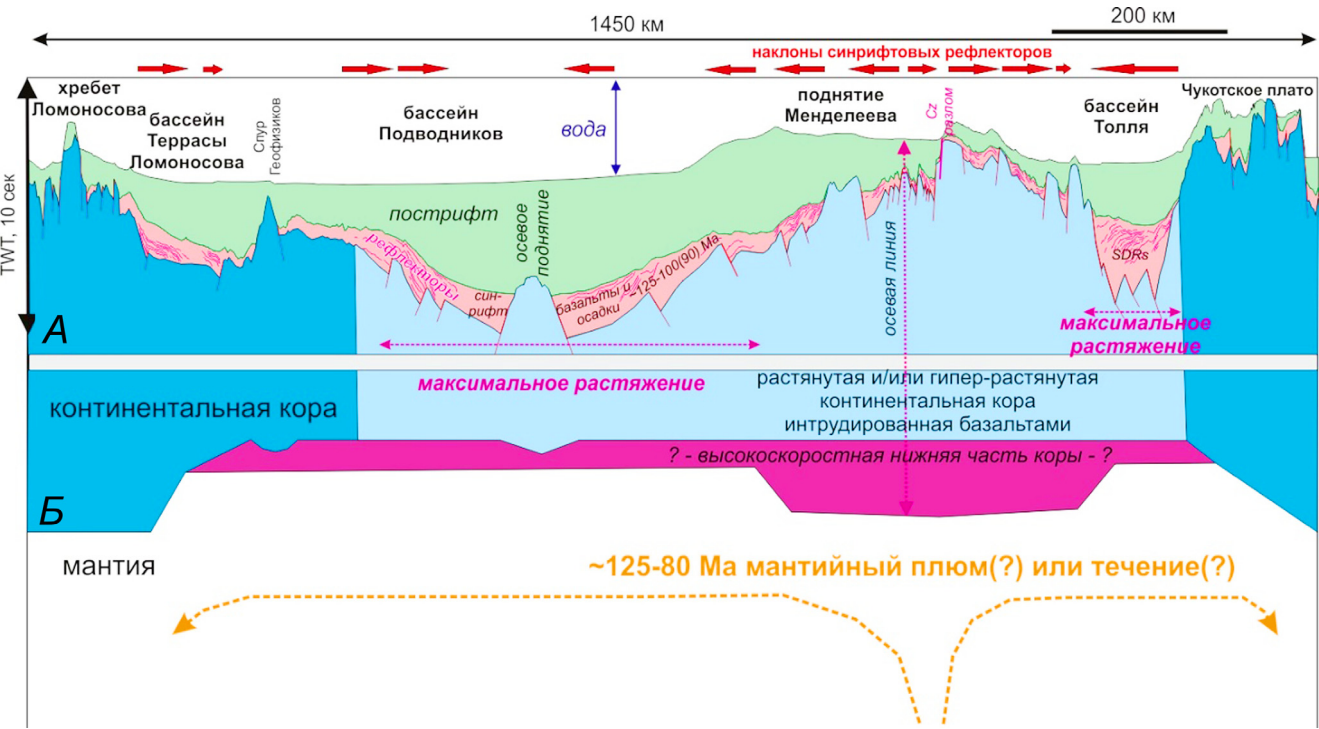


Рис. 9. Концептуальная модель строения коры поднятия Менделеева и сопряженных областей: А — интерпретация сейсмического профиля для верхней коры; В — модель строения нижней коры с учетом наших моделей. По [Nikishin et al., 2023, с изменениями]

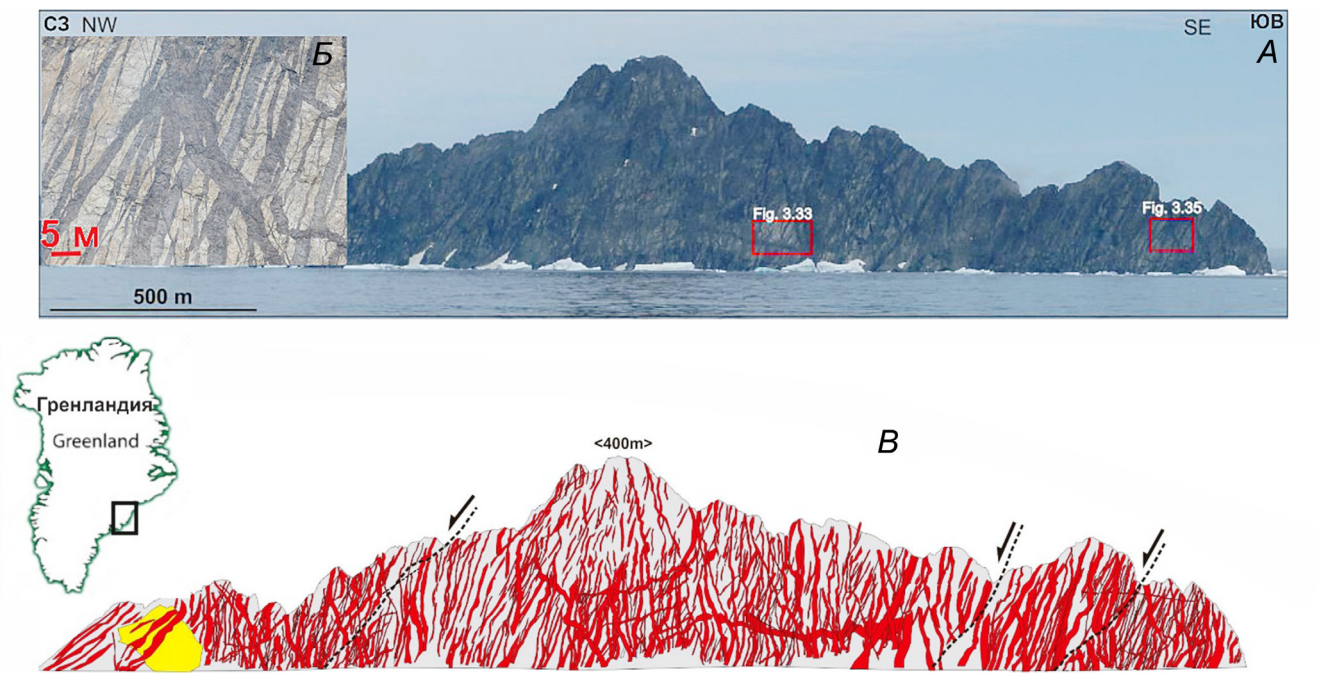


Рис. 10. Фотография обнажения (А) и его фрагмента (В) на восточном берегу Гренландии. Палеоценовые интрузии (Net-veined complex) в основном базальтового состава интродуцируют докембрийские гнейсы. В — интерпретация обнажения. Красным показаны интрузии. Фотографии и интерпретация по [Guan, 2018]

мент полуграбена насыщен огромным количеством интрузий с преобладанием даек и отдельных силлов. На представленной фотографии выделено более 410 даек. Типичная толщина даек и других интрузий — около 3–8 м. Основываясь, на данном примере, мы предполагаем, что верхняя кристаллическая кора поднятия Менделеева устроена примерно следующим образом: около 20–30% вещества коры

образованы интрузиями, в основном — базальтового состава. Суммируя все данные, мы представляем обновленную модель строения коры поднятия Менделеева, представленную на рис. 11.

Заключение. 1. В строении поднятия Менделеева преобладают горсты и полуграбены. Последние включают в себе сеймокомплексы SDR, вероятно представленные базальтами.

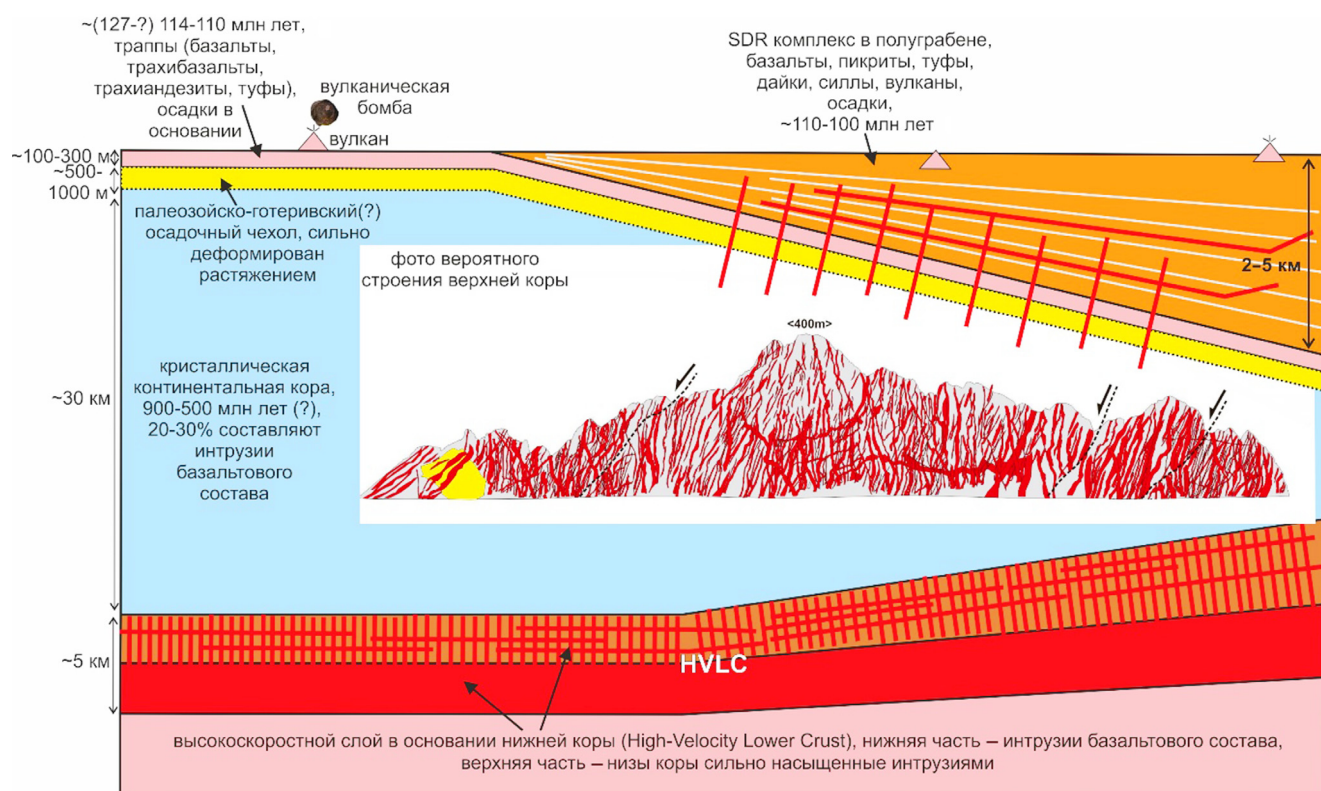


Рис. 11. Схематизированная немасштабная модель строения коры поднятия Менделеева

2. На относительных поднятиях (горстах) присутствует меловой вулканический чехол и большое количество интрузивных тел типа даек и силлов. Среди изученных меловых пород трахибазальты присутствуют в меньшинстве, преобладают трахиандезиты и трахиандезитобазальты.

3. U/Pb возраста вулканитов и интрузий в основном заключены в диапазоне 110–114 млн лет.

4. Так как SDR магматические комплексы обычно моложе траппов, то вероятный возраст SDR магматизма на поднятии Менделеева оценивается в 110–100 млн лет.

5. Вулканиты мелового возраста содержат ксенокриты цирконов с возрастными от 131 до 2675 млн лет. Эти цирконы были захвачены базальтовой магмой при ее движении вверх. Наличие этих древних цирконов указывает на то, что поднятие Менделеева сложено континентальной корой.

Благодарности. Авторы благодарны многим коллегам из ВНИИОкеангеология, ГИН РАН, ИО РАН, ИФЗ РАН, ВСЕГЕИ и ПАО «НК Роснефть» за дискуссии по геологии Арктики.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект № 22-27-00160).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф. и др. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов // Труды Геологического института РАН. Вып. 632. 2022. DOI: 10.54896/00023272_2022_632_1
2. Сколотнев, С.Г., Федонкин М.А., Петров Е.И., Корнийчук А.В. Новые данные о возрасте магматических пород поднятия Альфа-Менделеева (Северный Ледовитый океан) по результатам изотопного U/Pb датирования цирконов // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. (в печати)
3. Abdelmalak M.M., Meyer R., Planke S., et al. Prebreakup magmatism on the Voring margin: Insight from new sub-basalt imaging and results from Ocean Drilling Program Hole 642E // Tectonophysics. 2016. Vol. 675. P. 258–274. URL: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.037>
4. Abdelmalak M.M., Planke S., Polteau S., et al. Breakup volcanism and plate tectonics in the NW Atlantic // Tectonophysics. 2019. Vol. 760. P. 267–296. URL: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.002>
5. Chauvet F., Geoffroy L., Guillou H., et al. Eocene continental breakup in Baffin Bay // Tectonophysics. 2019. Vol. 757. P. 170–186. URL: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.03.003>
6. Dossing A., Gaina C., Brozena J.M. Building and breaking a large igneous province: An example from the High Arctic // Geophys. Res. Lett. 2017. Vol. 44. P. 6011–6019. DOI: 10.1002/2016GL072420
7. Eldholm O., Thiede J., Taylor A. Evolution of the Norwegian continental margin—background and objectives // Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results. 1987. Vol. 104. P. 5–25. URL: <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.104.1987>
8. Geoffroy L., Chauvet F., Ringenbach J.-C. Middle-lower continental crust exhumed at the distal edges of volcanic passive margins // Communications Earth & Environment. 2022. Vol. 3. 95. URL: <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00420-x>
9. Geoffroy L. Volcanic passive margins // Comptes Rendus Geosci. 2005. Vol. 337. P. 1395–1408. URL: <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.006>

10. Geoffroy L., Burov E.B., Werner P. Volcanic passive margins: another way to break up continents. *Sci. Reports*. 2015. Vol. 5: 14828. DOI: 10.1038/srep14828
11. Geoffroy L., Guan H., Foulger G.R., Werner P. The Extent of Continental Material in Oceans: C-Blocks and the Laxmi Basin Example // *Geoph. J. Inter.* 2020. DOI: 10.1093/gji/ggaa215
12. Grantz A., Hart P., Childers V. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean / Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V. & Sørensen K. (eds.) // *Arctic Petroleum Geology*. Geol. Soc. London: Mem., 2011. Vol. 35. P. 771–799. URL: <http://doi.org/10.1144/M35.50>.
13. Guan H. Les marges passives volcaniques: origine, structure et développement. *Sciences de la Terre*. Université de Bretagne occidentale — Brest, 2018. Français. NNT: 2018BRES0068
14. Guan H., Geoffroy L., Gernigon L., et al. Magmatic ocean-continent transitions // *Marine Petrol. Geol.* 2019. Vol. 104. P. 438–450. URL: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.04.003>
15. Harkin C., Kusznir N., Roberts A., et al. Origin, composition and relative timing of seaward dipping reflectors on the pelotas rifted margin // *Mar. Petrol. Geol.* 2020. Vol. 114. P. 104235. URL: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104235>
16. Jackson H.R., Chian D. The Alpha-Mendelev ridge a large igneous province with continental affinities // *GFF*. 2019. DOI: 10.1080/11035897.2019.1655789
17. Jakobsson M., Mayer L.A., Bringensparr C., et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 // *Sci Data*. 2020. 7. P. 176. URL: <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>
18. Kashubin S.N., Petrov O.V., Artemieva I.M., et al. Crustal structure of the Mendelev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment “Arctic-2012” // *J. Geodyn.* 2018. Vol. 119. P. 107–122. URL: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.03.006>
19. Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V., et al. Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendelev Rise (Eastern Arctic): study of sea bottom dredged material // *J. Geodyn.* 2018. Vol. 120, P. 23–44. URL: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.05.001>
20. Lebedeva-Ivanova N., Gaina C., Minakov A., Kashubin S. ArcCRUST: Arctic Crustal Thickness From 3-D Gravity Inversion // *Geochemistry, Geophys. Geosystems*. 2019. 2018GC008098. URL: <https://doi.org/10.1029/2018GC008098>
21. McDermott C., Lonergan L., Collier J.S., et al. Characterization of seaward-dipping reflectors along the South American Atlantic margin and implications for continental breakup // *Tectonics*. 2018. Vol. 37. P. 3303–3327. URL: <https://doi.org/10.1029/2017TC004923>
22. Meyer R., Hertogen J., Pedersen R.B., et al. Interaction of mantle derived melts with crust during the emplacement of the Voring Plateau, N.E. Atlantic // *Mar. Geol.* 2009. Vol. 261, nos. 1–4. P. 3–16. URL: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.02.007>
23. Mosher D., Dickson M-L., Shimeld J., et al. Canada’s maritime frontier: the science legacy of Canada’s extended continental shelf mapping for UNCLOS // *Can. J. Earth Sci.* 2023, 00: 1–51. DOI: [dx.doi.org/10.1139/cjes-2022-0069](https://doi.org/10.1139/cjes-2022-0069)
24. Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., et al. Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 — Data collection // *Earth-Sci. Rev.* 2021a. Vol. 217, 103559. URL: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103559>.
25. Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., et al. Arctic Ocean Mega Project: Paper 2 — Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // *Earth-Sci. Rev.* 2021b. Vol. 217. P. 103581. URL: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103581>
26. Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., et al. Arctic Ocean Mega Project: Paper 3 — Mesozoic to Cenozoic geological evolution // *Earth-Sci. Rev.* 2021c. Vol. 217. P. 103034. URL: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103034>
27. Nikishin A.M., Rodina E.A., Startseva K.F., et al. Alpha-Mendelev Rise, Arctic Ocean: A double volcanic passive margin // *Gondwana Res.* 2023. URL: <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2022.10.010>
28. Oakey G.N., Saltus R.W. Geophysical analysis of the Alpha-Mendelev ridge complex: Characterization of the High Arctic Large Igneous Province // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 691. P. 65–84. URL: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.005>
29. Petrov O.V., Smelror M. (Eds.). *Tectonostratigraphic Atlas of the Arctic (eastern Russia and adjacent areas)*. St. Petersburg: VSEGEI Press, 2019.
30. Petrov O.V., Smelror M. (Eds.). *Tectonics of the Arctic* // Springer Geology. 2021. URL: <https://doi.org/10.1007/978-3-030-46862-0>
31. Piskarev A., Poselov V., Kaminsky V. (Eds.). *Geologic Structures of the Arctic Basin* // Springer International Publishing. Cham. 2019. URL: <https://doi.org/10.1007/978-3-319-77742-9>
32. Planke S., Eldholm O. Seismic response and construction of seaward dipping wedges of flood basalts: Voring volcanic margin // *J. Geophys.* 1994. Vol. 99. P. 9263–9278. URL: <https://doi.org/10.1029/94JB00468>
33. Planke S., Symonds P. A., Alvestad E., et al. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. P. 19335–19351. DOI: 10.1029/1999JB900005
34. Rodina E.A., Nikishin A.M., Startseva K.F., Posamentier H.W. Cretaceous volcanism and intrusive magmatism features in the Mendelev Rise region (Arctic Ocean) According to Seismic Data // *Moscow University Geology Bulletin*. 2022. Vol. 77, No. 5. P. 447–465. DOI: 10.3103/S0145875222050131
35. Skaarup N., Jackson H.R., Oakey G. Margin segmentation of Baffin Bay/Davis Strait, eastern Canada based on seismic reflection and potential field data // *Mar. Petrol. Geol.* 2006. Vol. 23 (1). P. 127–144. URL: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.06.002>
36. Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T., et al. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendelev Rise (Arctic Ocean) // *Mar. Geol.* 2019. Vol. 407. P. 148–163. URL: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.002>
37. Skolotnev S.G., Fedonkin M.A., Korniychuk A.V. New data on the geological structure of the southwestern Mendelev Rise, Arctic Ocean // *Dokl. Earth Sci.* 2017. Vol. 476. P. 1001–1006. URL: <https://doi.org/10.1134/S1028334X17090173>
38. Skolotnev S.G., Freiman S.I., Khisamutdinova A.I., et al. Sedimentary Rocks in the Basement of the Alpha-Mendelev Rise, Arctic Ocean // *Lithology and Mineral Resources*. 2022. Vol. 57, No. 2. P. 121–142. DOI: 10.1134/S0024490222020079

Статья поступила в редакцию 28.08.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 551.762

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-16-23

ВЫСОКОТОЧНАЯ ЦИКЛИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ КАК ОСНОВА ДЕТАЛЬНЫХ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ КРЫМСКО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА В ЮРСКОЕ ВРЕМЯ

Руслан Рустемович Габдуллин^{1✉}, Кирилл Владимирович Сыромятников²,
Евгения Владимировна Карпова³, Максим Дмитриевич Казуров⁴,
Алексей Юрьевич Пузик⁵, Ирина Владиславовна Бадьянова⁶,
Константин Павлович Казымов⁷, Софья Ивановна Меренкова⁸,
Наталья Викторовна Бадулина⁹, Алексей Викторович Иванов¹⁰,
Искандер Рустамович Мигранов¹¹

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gabdullin@fgp.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

² Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; Sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/my-orcid?orcid=0000-0001-8798-4425>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; karpoff_2002@mail.ru, IstinaResearcherID (IRID): 2916859

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; max.kazurov@yandex.ru

⁵ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; Томский государственный национальный исследовательский университет, Томск, Россия; alex.puzik@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-7148-7344>

⁶ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; kataev7@psu.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3337-6592>

⁷ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; kazymov@psu.ru

⁸ Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; koshelevasof@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3204-4393>

⁹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nvbadulina@mail.ru, IstinaResearcherID (IRID): 427730

¹⁰ Институт географии РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Тамбовский государственный технический университет, Тамбов, Россия; yashkovia@mail.ru, <http://orcid.org/0000-0003-2788-0215>

¹¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; iskandermig@mail.ru

Аннотация. Проведена астрохронологическая (циклостратиграфическая) привязка литолого-геохимической характеристики юрских отложений Горного Крыма и Кавказа к циклам эксцентриситета орбиты Земли, дан анализ связи установленных вариаций климата и палеотемпературы с моментами совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета и их палеоклиматическая характеристика. Приведены новые данные по палеотемпературам разреза горы Южная Демерджи.

Ключевые слова: циклическая корреляция, литология, геохимия, палеоклиматология, юрский период, Крым, Кавказ

Для цитирования: Габдуллин Р.Р., Сыромятников К.В., Карпова Е.В., Казуров М.Д., Пузик А.Ю., Бадьянова И.В., Казымов К.П., Меренкова С.И., Бадулина Н.В., Иванов А.В., Мигранов И.Р. Высокоточная циклическая корреляция как основа детальных палеоклиматических реконструкций Крымско-Кавказского региона в юрское время // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 16–23.

HIGH-PRECISION CYCLIC CORRELATION AS A BASIS FOR DETAILED PALEOCLIMATIC RECONSTRUCTIONS FOR THE CRIMEAN-CAUCASIAN REGION IN JURASSIC TIME

Ruslan R. Gabdullin^{1✉}, Kirill V. Syromyatnikov², Evgeniya V. Karpova³,
Maksim D. Kazurov⁴, Aleksey Yu. Puzik⁵, Irina V. Badyanova⁶, Konstantin P. Kazymov⁷,
Sofya I. Merenkova⁸, Natalya V. Badulina⁹, Aleksey V. Ivanov¹⁰, Iskander R. Migranov¹¹

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gabdullin@fgp.msu.ru

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; sykirv@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; karpoff_2002@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; max.kazurov@yandex.ru

⁵ Perm State National Research University, Perm, Tomsk State National Research University, Tomsk, Russia; alex.puzik@mail.ru

⁶ Perm State National Research University, Perm, Russia; kataev7@psu.ru

⁷ Perm State National Research University, Perm, Russia; kazymov@psu.ru

⁸ Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; koshelevasof@mail.ru

⁹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nvbadulina@mail.ru¹⁰ Institute of Geography RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Tambov State Technical University, Tambov, Russia; yashkovia@mail.ru¹¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; iskandermig@mail.ru

Abstract. An astrochronological (cyclostratigraphic) binding of the lithological and geochemical characteristics of the Jurassic deposits of the Mountainous Crimea and the Caucasus to the cycles of eccentricity of the Earth's orbit is carried out, an analysis of the relationship between the established variations of climate and paleotemperature with the moments of coincidence of different-order cycles of eccentricity and their paleoclimatic characteristics is given. New data on paleotemperatures of the Southern Demerdzhi mountain section are presented.

Keywords: cyclic correlation, lithology, geochemistry, paleoclimatology, Jurassic period, Crimea, Caucasus

For citation: Gabdullin R.R., Syromyatnikov K.V., Karpova E.V., Kazurov M.D., Puzik A.Yu., Badyanova I.V., Kazymov K.P., Merenkova S.I., Badulina N.V., Ivanov A.V., Migranov I.R. High-precision cyclic correlation as a basis for detailed paleoclimatic reconstructions for the Crimean-Caucasian region in Jurassic time. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 16–23. (In Russ.).

Введение. Для корректных палеогеографических реконструкций необходима детальная стратиграфическая основа, ею может служить циклостратиграфическая шкала, предложенная для разрезов мезозоя и кайнозоя Северной Евразии Р.Р. Габдуллиным [Габдуллин, 2023]. Конкурентным преимуществом астрохронологии стала ее возможность осуществлять корреляционные построения различного уровня детальности в общепланетарном масштабе. Также долгопериодические вариации климата, связанные с циклами Миланковича (например, с циклами эксцентриситета Земной орбиты), могут выступать в качестве климатостратиграфической основы в целом глобального масштаба (за исключением локального фактора, влияющего на климатическую систему в конкретном месте).

Точность палеогеографических и палеоклиматических реконструкций определяется точностью стратиграфической основы, использованной для этих построений. Повышение ее детальности — ключ к более точным реконструкциям.

В данной работе приведены примеры применения цикло- и климатостратиграфического подходов на разрезах юрских отложений Горного Крыма с целью детализации его климатической истории. Результаты, полученные в ходе исследования, могут быть использованы при проведении учебных геологических практик и геологических экскурсий в Крыму и на Кавказе.

Материалы и методы исследования. Циклостратиграфическая привязка впервые проведена для образований верхнетаврической свиты (Крым), а также эстосадокской, чвежипсинской и илларионовской свит (Кавказ), имеющих геохимическую характеристику [Габдуллин и др., 2014]. Также приведены новые данные по разрезу горы Южная Демерджи.

В ходе полевых работ М.Д. Казуровым (МГУ) в 2022 г. в Горном Крыму было отобрано 18 образцов, на юго-западном склоне г. Ю.Демерджи, крайние точки отбора имеют абсолютные высоты над уровнем моря 690 и 910 м.

Полный геохимический анализ элементов 18 образцов из разреза горы Южная Демерджи выполнен

на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 «Tiger» фирмы «BRUKER» аналитик А.Ю. Пузик. Аналитические работы выполнены в центре коллективного пользования Пермского государственного национального исследовательского университета. Техническая подготовка образцов была выполнена М.Д. Казуровым.

Определение палеотемпературы по индексу выветривания проведено С.И. Меренковой. Индексы выветривания обычно показывают степень истощения пород подвижными элементами относительно неподвижных в процессе химического выветривания. Индекс CIA был впервые предложен в работе [Nesbitt, Young, 1982] и широко используется как показатель интенсивности химического выветривания:

$$CIA = 100 \cdot Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O),$$

где CaO^* — некарбонатный CaO , все переменные представляют молярные количества оксидов основных элементов;

$$T = 0,56 \cdot CIA - 25,7 \quad (r^2 = 0,50),$$

где T — температура в °C. Подробнее об этом методе написано в [Габдуллин и др., 2021].

Результаты исследования и их обсуждение. В качестве объектов исследования выбраны образования верхнетаврической свиты Крыма (верхний плинсбах — нижний аален) и отложения эстосадокской, чвежипсинской и илларионовской свит Кавказа (геттанг — нижний аален), а также образования демерджийской свиты (оксфорд (средний оксфорд) — ранний кимеридж (кимеридж) и ялтинской свиты (титон).

В верхнетаврической свите толщи I–III (аргиллитовая, с «табачными» песчаниками, тонкоритмичного флиша) коррелируют с 31 циклом эксцентриситета четверного порядка ЦШ (рис. 1), а толщина IV (разноритмичного флиша) отвечает 32 циклу эксцентриситета четверного порядка ЦШ. Толщина V аргиллитового флиша соответствует 53 и 54 циклу эксцентриситета третьего порядка ЦШ.

Эстосадокская свита (рис. 2) соответствует 28–30 циклам и частично 31-му циклу эксцентриситета

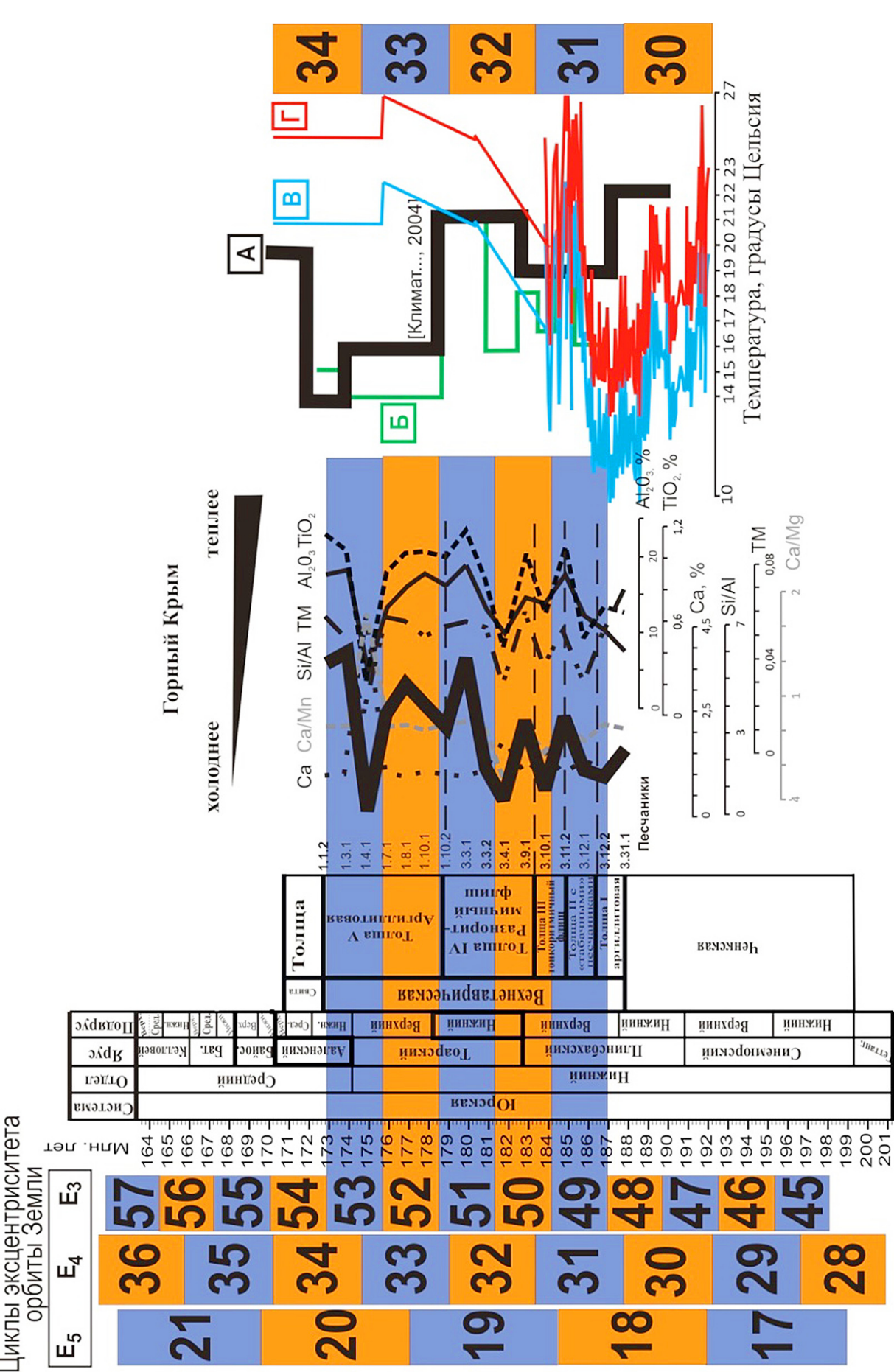


Рис. 1. Геохимическая и палеотемпературная характеристика отложений позднего плинсбаха — раннего аалена Горного Крыма, привязанная к циклостратиграфической шкале по [Габдуллин, 2023]. Синим цветом показаны циклы эксцентриситета, отвечающие фазам относительного похолодания, оранжевым — относительного потепления. Палеотемпературные кривые: А — по [Климат..., 2004], Б — по [Габдуллин и др., 2014]; сводные кривые для бассейнов низких широт по [Габдуллин, 2021, 2023]: В — для водных масс, Г — среднегодовых температур.

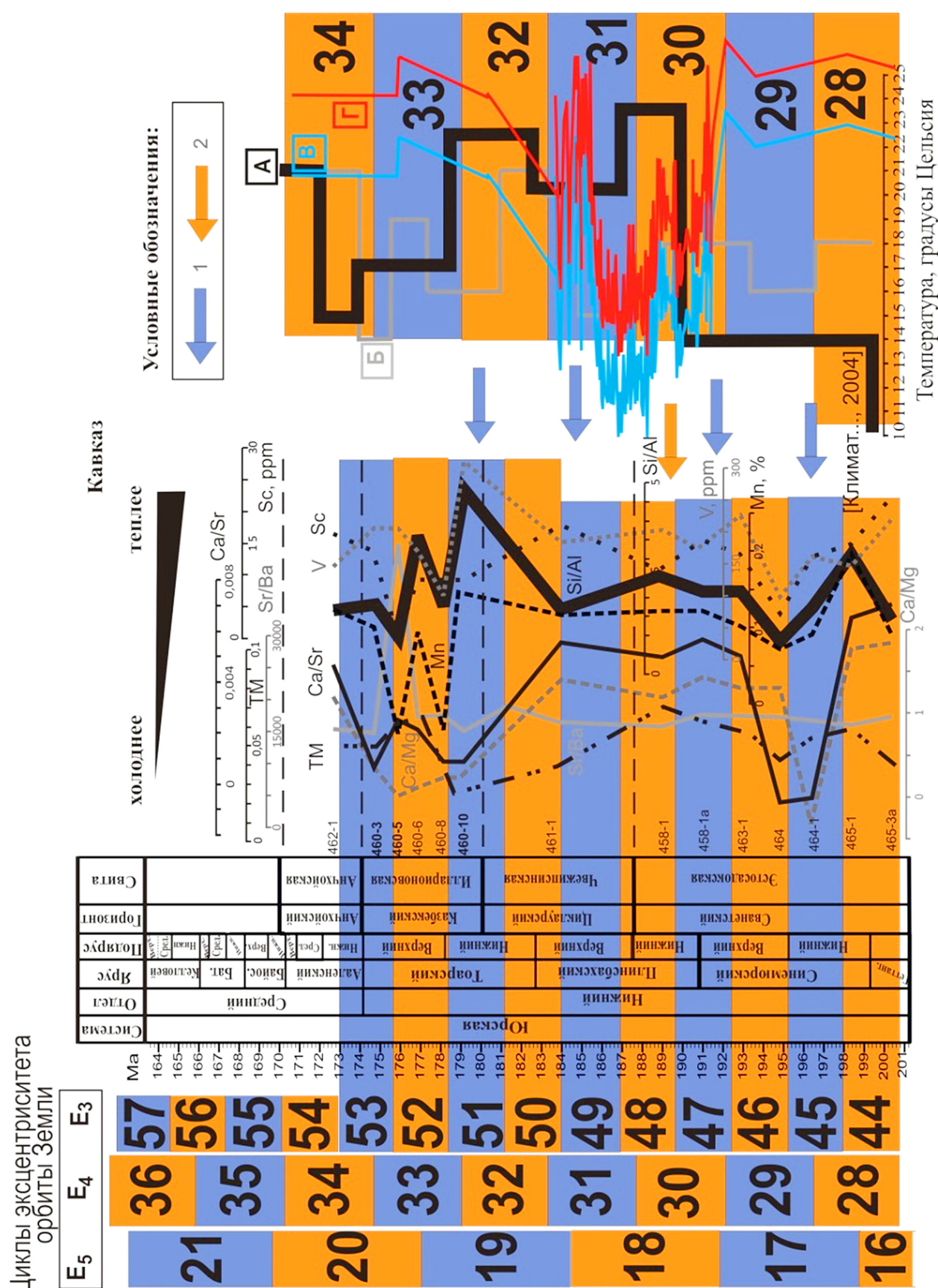


Рис. 2. Геохимическая и палеотемпературная характеристика отложений геттанга — раннего аалена Кавказа, привязанная к циклостратиграфической шкале по [Габдуллин, 2023]. Фазы совпадения разнопорядковых циклов экстремитета: 1 — моменты относительного похолодания климата, 2 — моменты относительного потепления климата. Обозначения см. рис. 1

четверного порядка ЦШ, чвежепсинская — большим частям 31 и 32 циклам, илларионовская — интервалу с 32 по 34 циклам эксцентриситета четверного порядка ЦШ.

Ранняя — средняя эпоха юрского периода.

На рис. 1 показаны вариации геохимических индикаторов температуры (концентрация Ca , Al_2O_3 и TiO_2 , отношение Ca/Mn , Si/Al , титановый модуль (ТМ)) для осадков верхнетаврической свиты Крыма, привязанные к шкале времени [по Габдуллин и др., 2014] и к циклостратиграфической шкале [Габдуллин, 2023] — циклам эксцентриситета третьего (длительность — 1,29 млн лет), четвертого (2,03 млн лет) и пятого (3,4 млн лет) порядков. В предложенной циклостратиграфической шкале для мезозоя и кайнозоя нумерация циклов начинается с триаса, проведено выделение циклов, отвечающих относительному потеплению (показаны оранжевым цветом) и похолоданию (показаны синим цветом).

При анализе характера вариаций геохимических индикаторов температуры видна не только синхронность их флуктуаций, но и корреляция с циклами эксцентриситета, особенно с циклами третьего порядка продолжительностью 1,29 млн лет. Также из корреляции видно, что эпохи (циклы эксцентриситета) относительного похолодания (синий цвет) соответствуют понижению температуры по геохимическим показателям в осадках верхнетаврической свиты и, соответственно, наоборот.

На рис. 2 приведены вариации геохимических индикаторов температуры для разрезов Кавказа по [Габдуллин и др., 2014]) в привязке к циклостратиграфической шкале [Габдуллин, 2023]. Большинство индикаторов температуры коррелируют с циклами эксцентриситета третьего порядка, а точнее — с чередованием относительно «теплых» и «холодных» циклов.

В правой части рис. 1 и 2 приведены палеотемпературные кривые по литературным данным (А, по [Климат..., 2004]), для Крымского трога (Б по [Габдуллин и др., 2014]) и для низких широт по [Габдуллин, 2023]: В — температура морских вод (SWT), Г — средняя годовая температура (MAT)). Все выше перечисленные кривые демонстрируют циклические вариации и коррелируют с «холодными» и «теплыми» циклами эксцентриситета разных порядков циклостратиграфической шкалы (ЦШ). В частности кривые А–Г в большей степени коррелируют с циклами эксцентриситета четвертого порядка. Наиболее заметная смена температуры отвечает моментам совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета (показаны стрелками на рис. 2). Значения температур на сводных кривых для бассейнов низких широт (Тетиса) по [Габдуллин, 2023] либо выше, либо близко к величинам палеотемператур в разрезах Крыма и Кавказа.

Предложенная циклостратиграфическая шкала [Габдуллин, 2023] дает возможность более точно осуществлять корреляцию, используя климатостра-

тиграфический подход, а также повышать уровень точности стратиграфических построений в монотонных циклично построенных разрезах флишевой формации. Палеоклиматическая история Центрального и Восточного Тетиса в юрско-четвертичное время приведена в работе [Габдуллин и др., 2021].

Средняя — поздняя эпоха юрского периода.

Разрез горы Южная Демерджи сложен верхнеюрскими терригенными отложениями, которые сформировались в задуговом бассейне в дельте гильбертова типа на завершающей стадии киммерийского тектонического этапа [Пискунов и др., 2012]. Разрез хорошо изучен, результаты приведены в серии работ [Чернов, 1963, 1971; Андрухович, Туров, 2002; Nikishin et al., 2003; Милеев и др., 2006; Пискунов и др., 2012; Рудько и др., 2014, 2018, 2019; Vincent et al., 2018; Блага, Погомий, 2021].

Терригенные отложения представлены конгломератами, которые можно разделить на две толщи (рис. 3).

Толща I представлена конгломератами, среди которых преобладают средне-крупногалечные плохо-среднесортированные конгломераты, чередующиеся с плохо-среднесортированными мелкогалечными конгломератами. Цвет конгломератов от серого до бурого, сортировка средняя — плохая, состав галек полимиктовый. Конгломераты залегают на породах таврической серии, контакт между ними задернован. Возраст толщи условно принимается оксфорд-киммериджским(?) [Пискунов и др., 2012]. Мощность выхода толщи в области наблюдения около 160 м.

Толща II представлена конгломератами с горизонтами слабо-неокатанных карбонатных брекчий. Конгломераты имеют разность от крупно- до мелкогалечных, плохо-среднесортированных, в основном серого цвета, состав галек полимиктовый. Возраст толщи условно принимается титонским(?) [Пискунов и др., 2012]. Залегают несогласно с конгломератами толщи I. Ее мощность не менее 300 м.

Граница между толщей I и толщей II находится на уровне 800 м над уровнем моря.

Согласно объяснительной записке к государственной геологической карте L-36 — Симферополь [Объяснительная..., 2019] изученный интервал разреза отвечает демерджийской свите (средний оксфорд-ранний киммеридж) и ялтинской свиты (титон). В нижней части демерджийской свиты наблюдается переслаивание песчаников разнозернистых, в ее средней части — с конгломератами разно-галечными и гравелитами. Выше — с прослоями органогенных известняков. В верхней ее части — известняки органогенно-обломочные, кораллово-детритовые, водорослево-криноидные с прослоями гравелитов. До 800 м. Ялтинская свита (ранний-средний титон) — это известняки, в том числе кораллово-водорослевые, до 900 м [Объяснительная..., 2019].

Образцы были отобраны для проведения полного геохимического анализа элементов. По резуль-

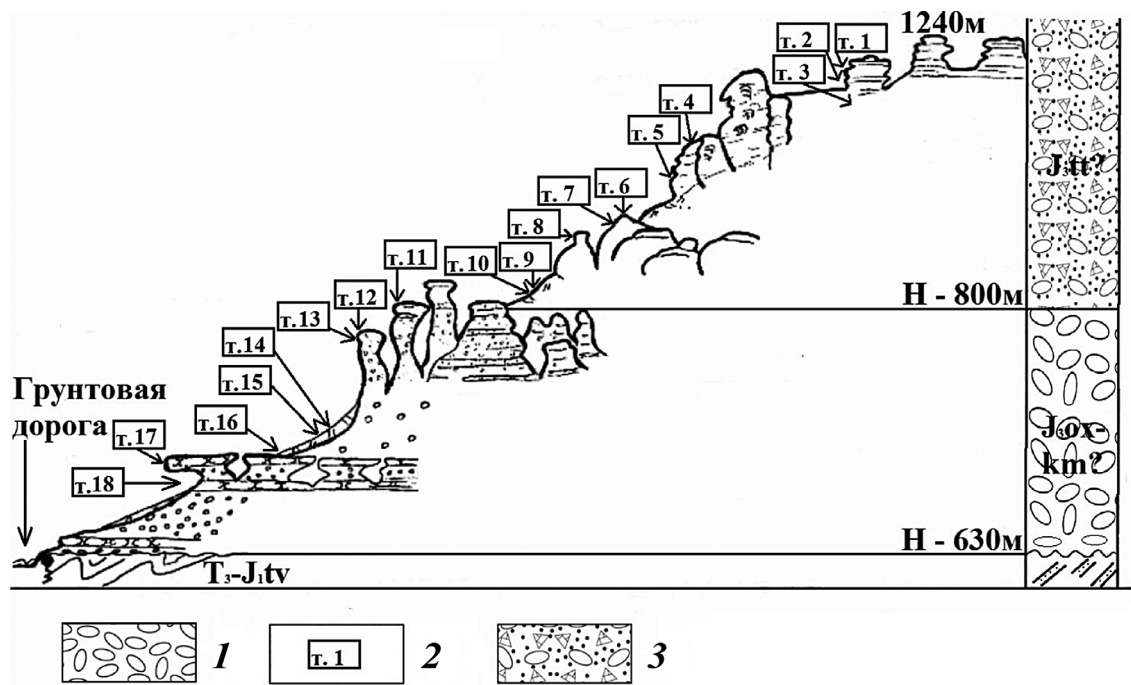


Рис. 3. Юго-западный склон горы Южная Демерджи: 1 — конгломераты, 2 — конгломераты с карбонатными брекчиями, 3 — точки отбора образцов

татам геохимического анализа матрикса (цемента) конгломератов было проведено определение палеотемпературы по индексу выветривания (рис. 4).

Полученный диапазон значений палеотемператур от 7,5 до 11,5 °С характеризует верхнеоксфордский-нижнетитонский интервал как холодный период времени. При этом этот интервал возможно разделить на две фазы. Верхний оксфорд и начало нижнего титона характеризуются температурами больше 9 °С, что говорит о времени относительного потепления, а нижний титон с температурами от 9 °С и меньше соответствует фазе относительного похолодания.

Далее, с использованием циклостратиграфической шкалы [Габдуллин, 2023] была осуществлена астрохронологическая привязка палеотемпературной кривой (рис. 5).

На рис. 5, в его левой части показан фрагмент циклостратиграфической шкалы [Габдуллин, 2023] для позднекембрийско-малмского времени с фазами совмещения разнопорядковых циклов эксцентриситета (горизонтальные линии), а в правой — палеотемпературные кривые. Врезка А — фрагмент сводных кривых для низких широт Северного полушария [Габдуллин, 2023], где синим цветом отображена температура морских вод (SWT), а красным — средняя годовая температура (MAT)). При этом видно, что на сводной палеотемпературной кривой кембрий-титонский интервал показан пунктиром ввиду дефицита данных. На врезке Б виден график среднегодовой палеотемпературы, рассчитанный по индексу выветривания для разреза горы Южная Демерджи, привязанный к ЦШ (к циклам эксцентриситета четвертого порядка). Графики на

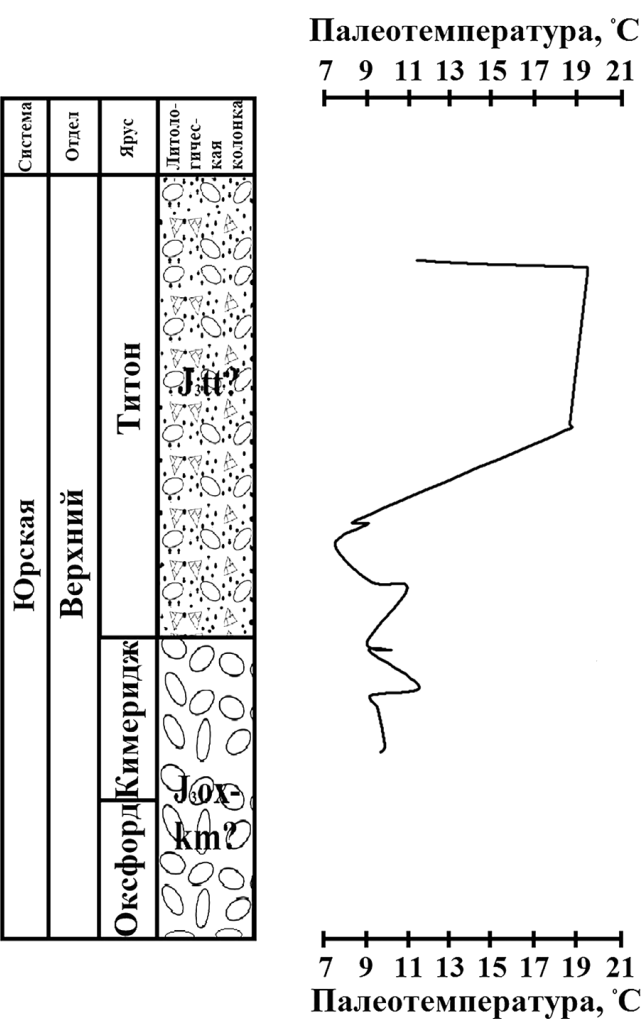


Рис. 4. Палеотемпературная кривая для толщ I и II юго-западного склона горы Южная Демерджи

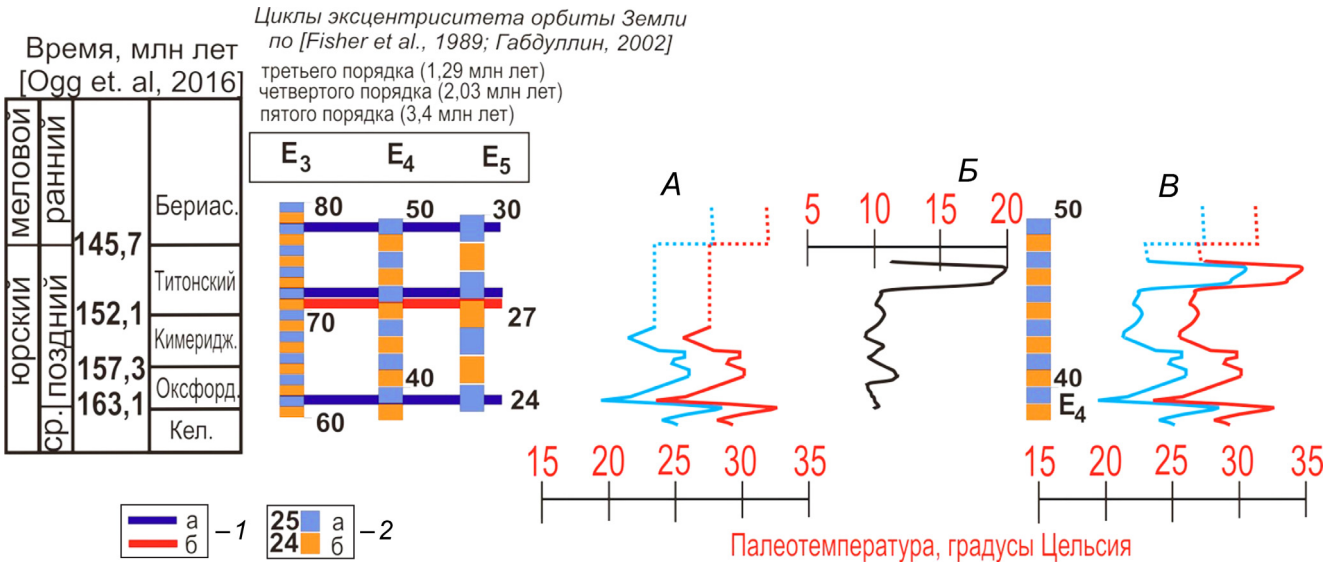


Рис. 5. Палеоклиматические вариации в оксфорд-титонское время в Горном Крыму, привязанные к циклостратиграфической шкале [по Габдуллин, 2021, 2023]. На врезках: А — сводные палеотемпературные кривые для Тетиса и его периферии [по Габдуллин и др., 2021]; Б — палеотемпературная кривая для разреза горы Южная Демерджи; В — скорректированные сводные палеотемпературные кривые для Тетиса и его периферии с учетом данных по разрезу горы Демерджи: 1 — фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета (а — отвечающие фазам относительного похолодания климата, б — отвечающие фазам относительного потепления климата); 2 — циклы эксцентриситета и их порядковый номер (а — отвечающие фазам относительного похолодания климата, б — отвечающие фазам относительного потепления климата). Температурные кривые для водных масс показаны синим цветом, красным — кривые среднегодовых температур. Остальные пояснения в тексте

врезках А и Б хорошо коррелируют друг с другом и с ЦШ, что дает возможность усовершенствовать сводные палеотемпературные графики для низких широт Северного полушария (с дефицитом данных) фрагментом палеотемпературной кривой, полученной для разреза Южная Демерджи.

Вариации палеотемператур в разрезе горы Демерджи коррелируют с циклами эксцентриситета четвертого порядка и астрохронологически соответствуют диапазону с 38 по 48 цикл эксцентриситета циклостратиграфической шкалы для мезо-кайнозойских отложений по [Габдуллин, 2023].

Заключение. Проведена астрохронологическая привязка стратонов юрской системы Крыма и Кавказа к циклостратиграфической шкале (ЦШ). В верхнетааврической свите толщи I–III (аргиллитовая, с «табачными» песчаниками, тонкоритмичного флиша) коррелируют с 31 циклом эксцентриситета четвертого порядка ЦШ (рис. 1), а толща IV (разноритмичного флиша) отвечает 32 циклу эксцентриситета четвертого порядка ЦШ. Толща V аргиллитового флиша соответствует 53 и 54 циклу эксцентриситета третьего порядка ЦШ.

Этосадовская свита (рис. 2) соответствует 28 — 30 циклам и частично 31-му циклу эксцентриситета четвертого порядка ЦШ, чвежепсинская — большим частям 31 и 32 циклам, илларионовская — интервалу с 32 по 34 циклам эксцентриситета четвертого порядка ЦШ.

Вариации палеотемператур в разрезе горы Демерджи коррелируют с циклами эксцентриситета четвертого порядка и астрохронологически соответ-

ствуют диапазону с 38 по 48 цикл эксцентриситета циклостратиграфической шкалы для мезо-кайнозойских отложений по [Габдуллин, 2023].

Наиболее заметная смена температуры отвечает моментам совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета. Значения температур на сводных кривых для бассейнов низких широт (Тетиса) по [Габдуллин, 2021, 2023] либо выше, либо близко к величинам палеотемператур в разрезах Крыма и Кавказа.

Полученный диапазон значений палеотемператур в разрезе горы Южная Демерджи от 7,5 до 11,5 °С характеризует верхнеоксфордский-нижнетитонский интервал как холодный период времени. При этом этот интервал возможно разделить на две фазы. Верхний оксфорд и начало нижнего титона характеризуются температурами больше 9 °С, что говорит о времени относительного потепления, а нижний титон, с температурами от 9 °С и меньше, соответствует фазе относительного похолодания.

Финансирование. Участие Р.Р. Габдуллина осуществлялось при финансовой поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем», участие А.Ю. Пузика — при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (проект № 2019-0858), участие С.И. Меренковой — в рамках темы государственного задания FMWE-2021-0006, участие К.В. Сыромятникова — при финансовой поддержке госзаказа ГЕОХИ РАН, участие Н.В. Бадулиной — в рамках темы государственного задания № AAAA-A16-116033010119-4

«Геодинамика полярных и приполярных областей Российской Федерации», участие А.В. Иванова осуществлялось при финансовой поддержке государственных заданий Музея землеведения МГУ № АААА-А16-116042010089-2 «Биосферные функции экосистем, их компонентов и рациональное природопользование» (научный руководитель — проф. А.В. Смуров) и № АААА-А16-116042710030-7 «Музееведение и образование музейными средствами

в области наук о Земле и жизни» (научный руководитель — проф. В.В. Снакин), в рамках темы государственного задания Института географии РАН № АААА-А19-119021990093-8 (FMGE-2019-0007) «Оценка физико-географических, гидрологических и биотических изменений окружающей среды и их последствий для создания основ устойчивого природопользования», научный руководитель член-корр. РАН А.А. Тишков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрухович А.О., Туров А.В. Сравнительная характеристика титон-берриасских отложений Караби-яйлы и Демерджи-яйлы (Горный Крым) // Известия вузов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 29–39.
2. Блага Н.Н., Погосий М.А. О формировании останцово-руинного рельефа на северо-западном склоне массива Демерджи (Крым) // Ученые записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология. 2021. Т. 7 (73), № 3. С. 257–266.
3. Габдуллин Р.Р. Высокоточная циклическая корреляция разрезов фанерозоя Северной Евразии как основа для актуальных палеогеографических и палеоклиматических реконструкций: Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 2023. 550 с.
4. Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И. и др. Литолого-геохимическая характеристика и палеоклиматические условия формирования верхнемеловых отложений эпиконтинентального бассейна Русской плиты в районе Ульяновско-Саратовского прогиба // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 2. С. 20–33.
5. Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И. и др. Палеоклиматическая история Центрального и Восточного Тетиса в юрско-четвертичное время // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 4. С. 52–59.
6. Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В. и др. Литолого-геохимическая характеристика условий осадконакопления в Крымско-Кавказском троге в раннеюрско-ааленское время (на примере Качинского поднятия и Краснополянской зоны) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 34–50.
7. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек // Тр. ГИН РАН. Вып. 550 / Гл. ред. М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. 299 с.
8. Милеев В. С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б. и др. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 2006. Т. 81, Вып. 3. С. 22–33.
9. Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист L-36 — Симферополь. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2019. 979 с. + 15 ил. (МПР России, Роснедра, ВСЕГЕИ, КРЫМГЕОЛОГИЯ).
10. Пискунов В.К., Рудько С.В., Барабошкин Е.Ю. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района плато Демерджи (Горный Крым) // Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 5. С. 7–23.
11. Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Возраст, HF-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61.
12. Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Пискунов В.К. Стронциевая изотопная хемотратиграфия верхнеюрских карбонатных отложений плато Демерджи (Горный Крым) // Стратиграфия. геол. корреляция. 2014. Т. 22, № 5. С. 52–65.
13. Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др. Строение и основанный на первых результатах U-Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов в горах Южная Демерджи (верхняя кора, Горный Крым) // Доклады Академии наук. 2018. Т. 483, № 3. С. 306–309.
14. Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму // Вестник МГУ. 1971. № 2. С. 17–28.
15. Чернов В.Г. Палеогеографические исследования верхнеюрских отложений района г. Демерджи в Крыму // Сборник Научного Студенческого общества (Геол. фак. МГУ имени М.В. Ломоносова). 1963. № 4. С. 3–109.
16. Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299, N 5885. P. 715–717.
17. Nikishin A. M., Korotaev M. V., Ershov A. V., et al. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene–Quaternary rapid subsidence modeling // Sedimentary Geology. 2003. Vol. 156. Iss. 1–4. P. 149–168.
18. Vincent S. J., Guo L., Flecker R., et al. Age constraints on intra-formational unconformities in Upper Jurassic–Lower Cretaceous carbonates in northeast Turkey; geodynamic and hydrocarbon implications // Marine and Petroleum Geology. 2018. Vol. 91. P. 639–657.

Статья поступила в редакцию 21.08.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 551.763.3(477.75)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-24-33

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕГО МААСТРИХТА ГОРЫ КЛЕМЕНТЬЕВА (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ КРЫМ)

Людмила Федоровна Копаевич¹✉, Елена Васильевна Яковичина²,
Наталья Олеговна Митрофанова³, Анатолий Михайлович Никишин⁴,
Сергей Иванович Бордунов⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lfkoepavich@mail.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yakovichina@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; grnatusik@yandex.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; amnikishin@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; sib-msu@mail.ru

Аннотация. Представлены результаты комплексного изучения опорного разреза верхнего маастрихта горы Клементьева (Юго-Восточный Крым), сложенного терригенно-карбонатной толщей. Установлено, что осадконакопление проходило в относительно глубоководных условиях. Биостратиграфический анализ комплексов бентосных и планктонных фораминифер позволил выделить в разрезе фораминиферовые зоны и подтвердить глубоководный тип седиментации бассейна в этом интервале.

Ключевые слова: Крым, стратиграфия, верхний мел, маастрихт, литология, фораминиферы

Для цитирования: Копаевич Л.Ф., Яковичина Е.В., Митрофанова Н.О., Никишин А.М., Бордунов С.И. Опорный разрез верхнего маастрихта горы Клементьева (Юго-Восточный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 24–33.

REFERENCE SECTION OF THE UPPER MAASTRICHT OF MOUNT KLEMENTYEVA (SOUTH-EASTERN CRIMEA)

Lyudmila F. Kopaevich¹✉, Elena V. Yakovichina², Natalya O. Mitrofanova³,
Anatoliy M. Nikishin⁴, Sergey I. Bordunov⁵

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lfkoepavich@mail.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yakovichina@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; grnatusik@yandex.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; amnikishin@gmail.com

⁵ Lomonosov Moscow State University; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; sib-msu@mail.ru

Abstract. The results of a comprehensive study of the reference section of the Upper Maastrichtian of Mount Klementyev (South-Eastern Crimea), composed of a terrigenous-carbonate strata. It was found that sedimentation occurred in relatively deep-water conditions. Biostratigraphic analysis of benthic and planktonic foraminifera assemblages made it possible to identify foraminiferal zones in the section and confirm the deep-water type of sedimentation in the basin at this interval.

Keywords: Crimea, stratigraphy, Upper Cretaceous, Maastrichtian, foraminifera, lithology

For citation: Kopaevich L.F., Yakovichina E.V., Mitrofanova N.O., Nikishin A.M., Bordunov S.I. Reference section of the upper Maastricht of Mount Klementyeva (South-Eastern Crimea). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 24–33. (In Russ.).

Введение. В статье приведены результаты комплексного изучения опорного разреза верхнего маастрихта горы Клементьева, расположенного в юго-восточной части Горного Крыма (рис. 1). В тектоническом плане разрез относится к Судакскому трогу [Копаевич и др., 2007]. Его изучение показало существенное отличие от разрезов других структурно-фациальных зон региона [Яковичина, 2005; Копаевич и др., 2007; Яковичина и др., 2022]. Различие касается как вещественного состава пород, так и комплексов планктонных

и бентосных фораминифер, а также характеристик палеообстановок. В данной статье авторы выделили в разрезе микрофаии и подробно описали комплексы планктонных и бентосных фораминифер. Выделены зоны по фораминиферам и сопоставлены с Крымско-Кавказской шкалой верхнего мела [Копаевич, 2010]. Следует отметить, что соавтором этой статьи является В.Н. Беньямовский, которого уже нет с нами. Он дал характеристику комплекса агглютинирующих фораминифер, им были отобраны и сфотографированы все бентос-

ные раковины и частично проинтерпретированы полученные результаты, касающиеся агглютилирующих форм. Планктонные фораминиферы определялись Л.Ф. Копаевич и Н.О. Митрофановой. Описание шлифов, выделение на их основе микрофаций и соответствующих им фациальных зон выполнены Е.В. Яковишиной. Корректировка определений бентосных форм сделана С.И. Бордуновым. Интерпретация условий осадконакопления на основе полученных результатов, в том числе на базе результатов микрофаунистического анализа, выполнены при активном участии всех авторов статьи с учетом данных В.Н. Беньямовского.

Материал и методы исследования. С целью изучения особенностей разреза г. Клементьева было отобрано 18 образцов с интервалом отбора 2–3 м. Дальнейшие аналитические исследования образцов проводились на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова.

Вещественный состав пород изучался в петрографических шлифах с помощью оптического микроскопа Полам-213М. В результате удалось выделить 6 типов микрофаций (МКФ), отличающихся друг от друга составом, цветом, структурой, текстурой, палеонтологическими характеристиками и т. д., что позволило составить картину условий формирования изучаемой толщи в рамках существующих в настоящее время представлений [Flügel, 2010].

Для микропалеонтологического изучения применялся традиционный метод отмывки. Породы мягкие и податливые, при их обработке не понадобилось добавления химических препаратов, они отмывались вручную путем дробления, замачивания и последующего сливания глинистой составляющей. Все выделенные из породы раковины фораминифер хорошей и средней сохранности, скульптурные элементы различимы. С помощью секвентной стратиграфии в разрезе удалось выделить системные тракты, состоящие из пакетов парасеквенций и характеризующие цикличность процесса осадконакопления, связанную с колебаниями уровня моря [Vail, 1977; Van Wagoner et al., 1990]. Парасеквенция — это относительно согласная последовательность генетически связанных слоев или пачек, ограниченных поверхностями морского затопления. При анализе цикличности разреза особое внимание уделялось выявлению наиболее контрастных границ между микрофациями, свидетельствующих о колебаниях уровня моря.

Результаты и обсуждение. Описание разреза.

Разрез горы Клементьева представлен в основном карбонатной толщей маастрихтского яруса, залегающей несогласно на отложениях альба (рис. 2). Общая мощность верхнего маастрихта составляет 85 м.

В разрезе выделено четыре слоя (снизу-вверх) в интервале верхнего маастрихта и один в отложениях датского яруса (рис. 3) [Яковишина, 2005]. Римскими цифрами показана нумерация пачек по [Алексеев, 1989].

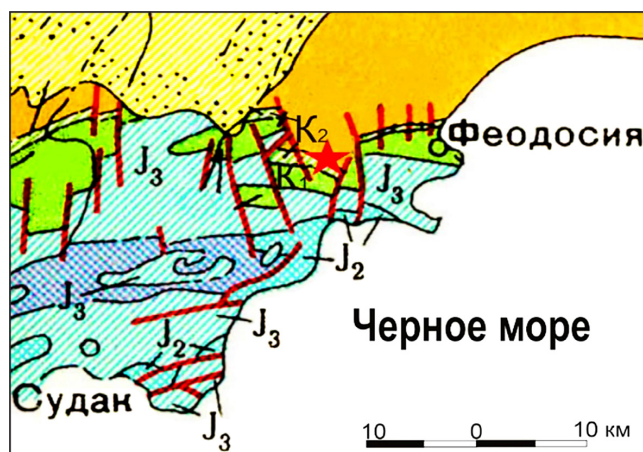


Рис. 1. Положение разреза г. Клементьева на геологической карте Крыма [Геология..., 1969]. Красная звезда — расположение разреза

Слой 1 (пачка XXII). Нижняя граница слоя задернована. В рельефе слой формирует пологий склон, засыпанный тонкоплитчатой изометричной щебенкой. Отложения представлены ритмичным чередованием микритовых известняков темно-серого цвета (МКФ1) и алевроитовых известняков (МКФ2). Отложения сильно биотурбированы (см. рис. 2). Количество алевроитовой примеси колеблется, не превышая 10%; она представлена кварцем, полевыми шпатами (кислого и среднего состава), реже глауконитом, слюдистыми минералами (мусковит), отдельными зернами обломочного известняка, железистыми включениями (пирит), единичными зернами циркона алевроитовой размерности, почти неокатанными, изометричной формы. Органического детрита мало, не более 3–4%. Он представлен раковинами фораминифер (1–2%), мелким детритом (0,15–0,5 мм) брахиопод, остракод, гастропод, иглокожих, водорослей икопролитов. Полости раковин фораминифер часто заполнены кристаллами доломита. Мощность слоя 8 м.

Слой 2 (пачка XXII). Граница слоя выражена прослоем алевроитового известняка со значительной примесью глауконита (МКФ3). В рельефе данный слой представлен крутой гривкой, засыпанной крупной не плитчатой изометричной щебенкой. Присутствует слабовыраженная горизонтальная слоистость. Слой представлен алевроитовыми известняками зеленовато-серого цвета (МКФ2). Нерастворимый остаток состоит из кварца, кислых полевых шпатов, глауконита, железистых агрегатов, единичных зерен циркона, слюды. Зерна алевроитовой и мелкопесчаной размерности (0,05–0,1 мм), угловатые, изометричные. Органический детрит представлен раковинами фораминифер, реже раковинным детритом брахиопод и иглокожих. Породы сильно биотурбированы, по ходам илоедов присутствует ожелезнение. Характерной особенностью слоя является значительное увеличение терригенной составляющей (до 15–20%), почти полное отсутствие



Рис. 2. Общий вид разреза верхнего маастрихта г. Клементьева

слюды, значительное увеличение количества микрофауны (фораминифер до 5–7%). Мощность слоя 4 м.

Слой 3 (пачка XXII). Слой образует в рельефе довольно крутой склон, засыпанный плоской изометричной щебенкой. От подстилающих отложений он отделен поверхностью подводного размыва. В его основании присутствует прослой алевритовых известняков с содержанием глауконита до 30% (МКФ3). Породы представлены ритмичным переслаиванием алевритовых (МКФ2, МКФ3) и глинистых известняков (МКФ1) темно-серого цвета, сильно биотурбированных, с большим количеством пиритовых конкреций. Отмечается горизонтальная слоистость. Нерастворимый осадок состоит из кварца, полевых шпатов (микроклин, двойники плагиоклазов), слюдистых минералов, мусковита, глауконита, цирконов. Среди глауконитовых зерен присутствуют очень крупные (0,5–2 мм). В слое отмечена пиритизация по ходам илюедов, зерна железистых минералов (в основном пирита), которые плохо сортированы, от неокатанных алевритовой размерности до полукатанных мелкозернистых. Органический детрит представлен остатками фораминифер (не более 5–10%) среди которых преобладают формы с агглютинирующей раковиной, а также шламом водорослей и иглокожих (МКФ2; МКФ1). В МКФ1 присутствуют единичные планктонные фораминиферы. Вверх по разрезу слоя количество терригенного материала увеличивается, а в его кровле присутствует горизонт рыхлого глауконитового песчаника, темно-зеленого цвета с крупными (до 1–2 см) примазками аутигенного глауконита сферо-агрегатной формы. Мощность слоя 30 м.

Слой 4 (пачка XXIII). От подстилающих отложений слой отделен поверхностью субаквального размыва. Он образует в рельефе крутые уступы, в его основании лежит прослой глауконитовых песчаников зеленовато-серого цвета мощностью

0,5 м, рыхлых, не слоистых (МКФ5). Вышележащие отложения представлены ритмичным чередованием (через 0,5–0,7 м) зеленовато-серых глауконитовых песчаников (МКФ3) и желтовато-серых песчаных известняков (МКФ4) с большим количеством глауконита, раковинного детрита, фосфоритов, встречаются следы илюедов. Нерастворимый остаток состоит из кварца, глауконита, полевых шпатов, слюдистых минералов. Количество органического детрита резко сокращается и не превышает 1%. Он представлен редкими раковинами фораминифер, детритом иглокожих, шламом макрофауны плохой сохранности. Мощность слоя несколько выше 5 м.

Слой 5 отделен от подстилающих отложений поверхностью субаэрального несогласия и образует в рельефе крутые скальные выходы. В основании пачки прослой темно-серых глинистых мергелей. Вышележащие породы представлены ритмичным чередованием плотных массивных светло-серых мшанково-криноидных известняков (МКФ6) с прослоями темно-серых мергелей. Отложения принадлежат датскому ярусу. Мощность слоя более 60 м.

Фации. На основании распространения по разрезу и площади выделенных микрофаций и их парагенетических ассоциаций были выделены две фациальные зоны [Flügel, 2010]: фации подножья крутого склона карбонатного рампа и фации мелководной части глубокой сублиторали (рис. 3).

Фации подножья склона карбонатного рампа представлены микритовыми, зернисто-иловыми и пелитоморфными известняками (МКФ1, МКФ2, МКФ3) с незначительным количеством раковин фораминифер и практически полным отсутствием донных организмов. Они напоминают депрессионные отложения глубоководных участков современных океанов, которые служат седиментационными ловушками для тонкого карбонатного и глинистого материалов. Ископаемые сообщества фации по-

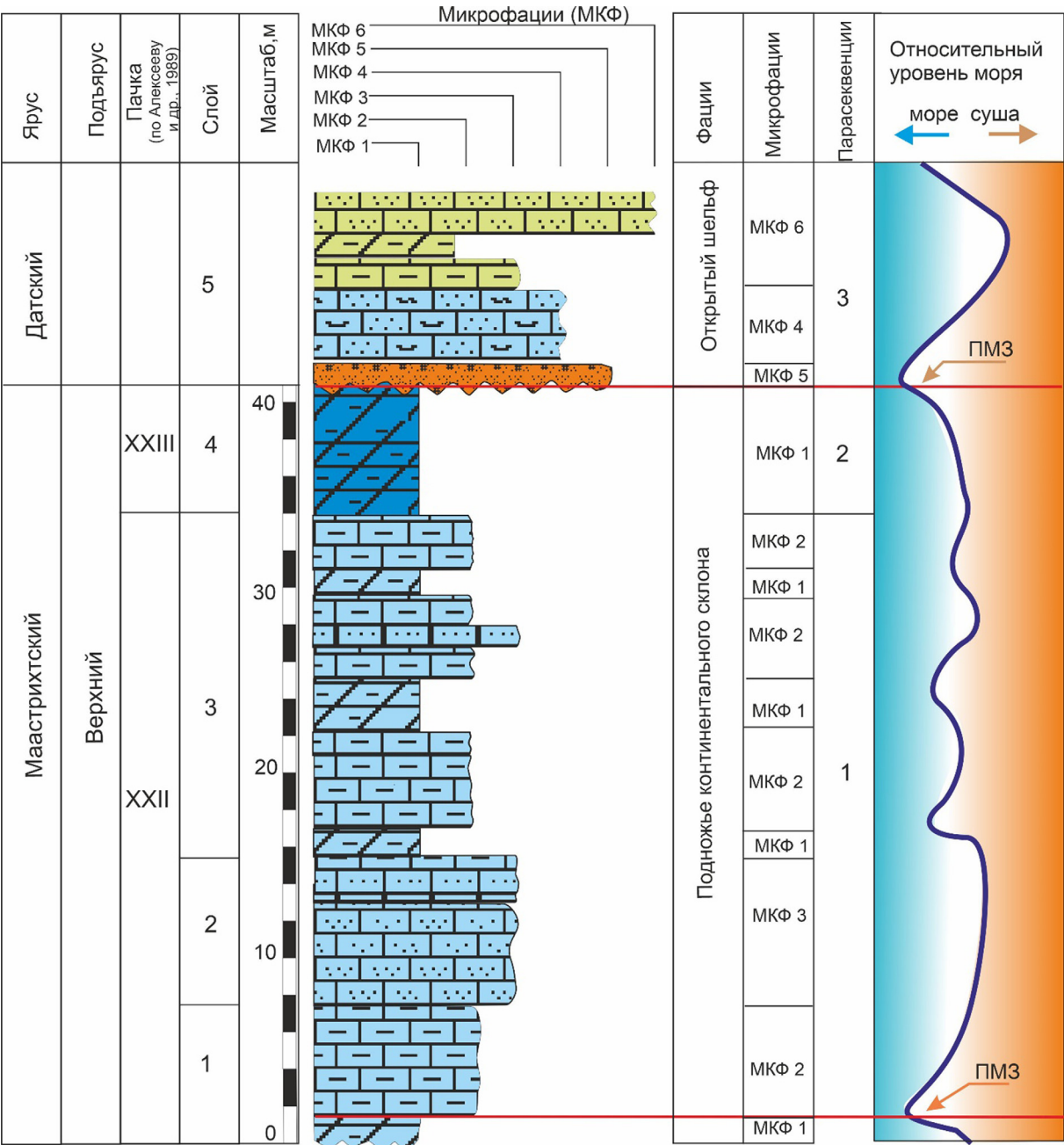


Рис. 3. Вещественный состав пород, фации и микрофации разреза г. Клементьева

добного типа достаточно разнообразны. Данные отложения формируются ниже базиса нормальных волн и ниже влияния штормовых волн при пониженном содержании кислорода, что ограничивает развитие бентосных зарывающихся организмов и, таким образом, в осадках сохраняется первичная слоистость и повышенные концентрации органического углерода.

Фация мелководной части глубокой сублиторали представлена органогенно-детритовыми мшанково-криноидными известняками (МКФ6), песчанистыми известняками (МКФ4) и глауконитовыми песчаниками (подшва МКФ5), которые отражают спокойные мелководно-морские обстановки осадконакопления, различаясь лишь по степени поступления терри-

генного материала и количеству биокластов. К их особенностям относится преимущественно органогенно-детритовый состав с подчиненной ролью микритового и песчано-алевритового материала. Среди других характеристик можно отметить преобладание светло-серой окраски, присутствие редких онколитов, а также текстуры биотурбации. Отложения формировались в водах с высоким содержанием кислорода в основном ниже базиса нормальных волн. Для данной фации характерно разнообразие сообществ донных беспозвоночных. Сообщества мелкой сублиторали представлены самыми разными по типам обитания и прикрепления организмами: преобладают прикрепляющиеся, неглубоко зарывающиеся и роющие организмы (известковистые

водоросли, брахиоподы, мшанки), предпочитающие глубины до 50 м.

Секвентный анализ. Нижняя граница секвенции совпадает с перерывом, охватывающим интервал от конца альба до позднего маастрихта. Верхняя граница маастрихтских отложений отвечает обмелению бассейна и подчеркивается поверхностью субаквального размыва в Горном Крыму, это позволяет рассматривать ее и как верхнюю границу секвенции.

Полной последовательности системных трактов в выделенной секвенции не выявлено. Разрез (слои 1–4) представлен отложениями наиболее дистальной части глубокой сублиторали с хорошо выраженной цикличностью более мелкого порядка, которые несогласно перекрываются отложениями фаций более мелкой сублиторали. Снизу вверх в разрезе происходит увеличение содержания и размерности терригенного материала. Хорошо выражены два трансгрессивных импульса, характеризующиеся перерывами в осадконакоплении и хорошо прослеживающиеся по площади. Верхнему трансгрессивному импульсу отвечает слой 4, сложенный преимущественно глинисто-алевритовыми породами с многочисленным раковинным детритом. Последовавшая широко распространенная в пределах Горного Крыма регрессия завершилась появлением сублиторальных фаций и развитием хорошо выраженной по всей площади толщи органогенно-детритовых известняков (слой 5). Отметим, что следующую секвенцию следовало бы начинать от подошвы этих известняков, отвечающей тракту высокого стояния, возможно его второй фазе. Бассейн при этом охватывает практически всю территорию Горного Крыма, однако является мелководным.

В разрезе верхнего маастрихта выделено два пакета парасеквенций. Первый начинается отложениями, характеризующимися проявлением трансгрессии. Нижняя граница первого пакета парасеквенций представлена поверхностью стратиграфического несогласия, на данном уровне так же отмечается поверхность максимального затопления (ПМЗ). Граница отмечена локальным изменением состава пород и резким уменьшением количества макрофауны, отложения сложены микритовыми известняками и алевритовыми известняками с фрагментами двустворчатых моллюсков, ежей, губок, фораминифер (слои 1–3). Снизу в верх в разрезе происходит увеличение содержания и размерности терригенного материала. Первый пакет парасеквенций соответствует поздней стадии тракта низкого стояния и переходу к трансгрессивному тракту. Второй пакет парасеквенций представлен микритовыми известняками темно-серого цвета (слой 4), которые соответствуют тракту высокого стояния. В целом рассматриваемые пакеты парасеквенций отвечают трансгрессивно-регрессивному циклу осадконакопления с четко выраженным обмелением в кровле слоя 4, где присутствует подводный размыв.

Последовавшая регрессия завершилась появлением относительно мелководных супралиторальных фаций [Ильин и др., 1988] и развитием хорошо выраженного по всей площади горизонта мшанково-криноидных известняков (слой 5). Эти отложения могут быть выделены в третий пакет парасеквенций, который отвечает тракту высокого стояния.

Анализ морфологии и строения слоев данных отложений, а также сопоставление с известными седиментационными моделями карбонатных тел [Обстановки..., 1990] позволяют предположить, что формирование связано с осадконакоплением в палеообстановках, соответствующих модели осадконакопления у подножья крутого склона карбонатного рамп (рис. 3).

Комплексы фораминифер. Отложения верхнего маастрихта в Восточном Крыму содержат разнообразный комплекс планктонных фораминифер (рис. 4). Их таксономический состав позволяет выделить стратиграфическую зону *Abathomphalus mayaroensis*, а в верхней части наметить стратиграфический уровень с высоким содержанием многорядных гетерогелицид [Кобаевич и др., 2007; Кобаевич и др., 2023]. По бентосным фораминиферам выделяются зоны *Brotzenella praeacuta* и *Hanzawaia ekbloimi* (BF12-BF13), выделенные для Восточно-Европейской платформы, но хорошо прослеживающиеся и в Крыму, особенно для кампан-маастрихтского интервала [Кобаевич и др., 2007; Беньямовский, 2008]. На этом стратиграфическом уровне также выделены белемнитовая зона *Neobelemnella kazimiroviensis* (ростр этого белемнита был найден в самой подошве описываемого разреза), а также зона *Nephrolites frequens* по наннопланктону, что повышает точность корреляции этого разреза с общей и международной стратиграфическими шкалами.

Состав планктонных фораминифер указывает на принадлежность описываемых отложений к зоне *Abathomphalus mayaroensis*. Присутствие зонального вида позволяет выделить в разрезе г. Клементьева эту зону, являющуюся самой верхней зоной маастрихтского яруса в общей и международной стратиграфических шкалах. В комплексе присутствуют другие спирально-конические виды, к числу которых относятся *Contusotruncana contusa* (Cushman), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana falsostuarti* (Sigal), *Globotruncanites stuarti* (deLapparent.), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *R. hexacamerata* (Bronnimann). Среди планоспиральных форм отмечено присутствие раковин *Globigerinella messinae* (Bronnimann), *Gl. subcarinatus* (Bronnimann), *Gl. multispitsinus* (Lalicker). Самый интересный факт в распространении по разрезу г. Клементьева планктонных форм — это постепенное, но довольно интенсивное увеличение числа раковин спирально-винтовых видов. Эти таксоны представлены следующими видами: *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Ps. Deformis* (Kikoine), *Racemiguembelina fruticosa* (Egger), *R. powelli* (Smith and Pessagno), *Planoglobulina*

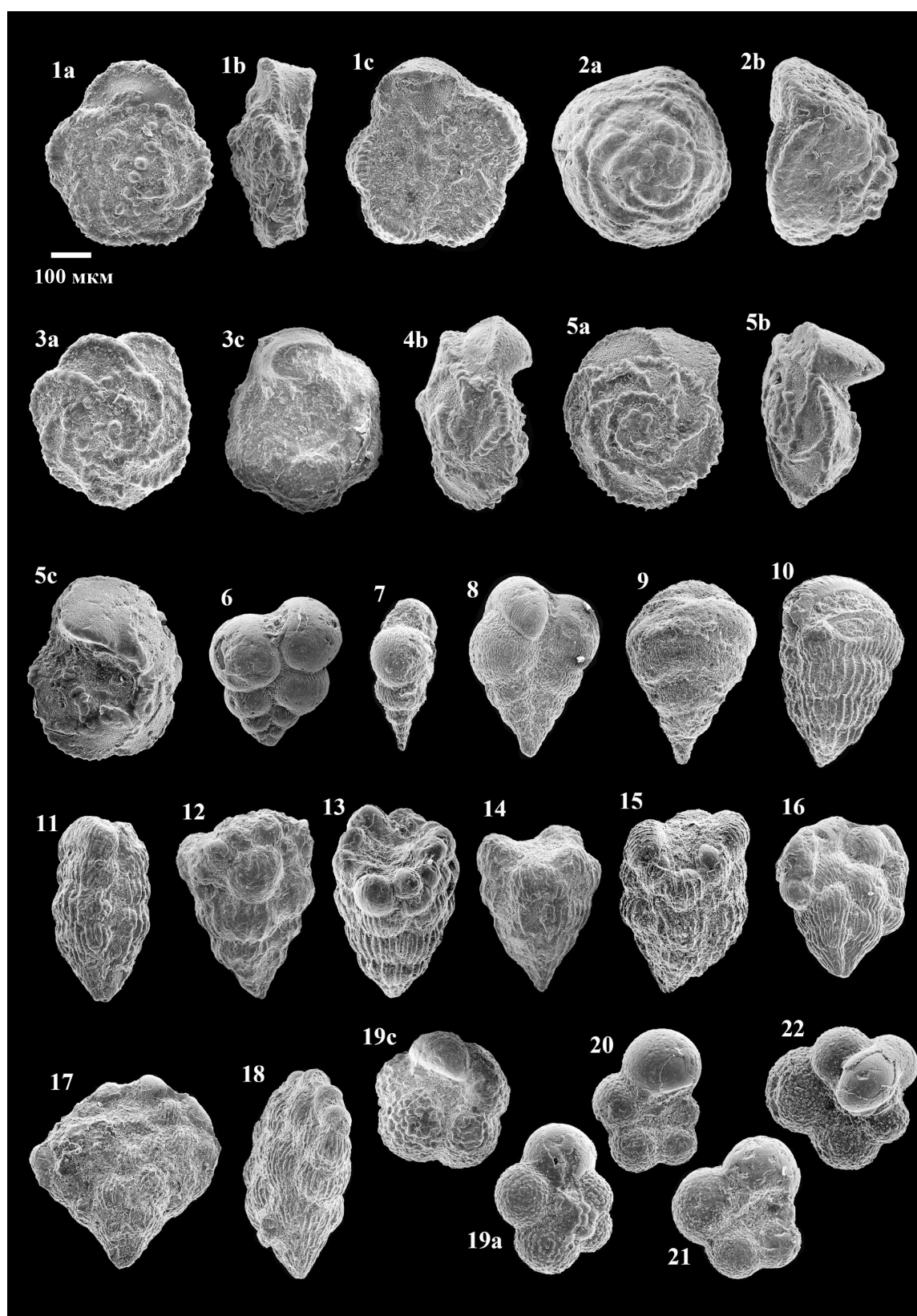


Рис. 4. Планктонные фораминиферы из разреза г. Клементьева. Для спирально-конических раковин: *a* — вид с умбиликальной стороны; *b* — вид с периферии; *c* — вид с дорзальной стороны. 1a–c: *Abathomphalus mayaroensis*; 2a, b: *Contusotruncana contusa*; 3a, c: *Globotruncana arca*; 4b: *Globotruncana falsostuarti* (Sigal, 1952); 5a–c: *Globotruncanina stuarti*; 6, 7 — *Heterohelix striata*: 6 — общий вид, 7 — вид с периферии; 8, 9 — *Pseudotextularia elegans*: 8 — общий вид, 9 — вид с периферии; 10, 11 — *Pseudotextularia deformis*: 10 — вид с периферии, 11 — общий вид; 12, 13 — *Racemiguembelina fructicosa*: 12 — общий вид, 13 — вид с периферии; 14 — *Racemiguembelina intermedia*; 15 — *Racemiguembelina powelli*; 16 — *Planoglobulina brazoensis*; 17, 18 — *Planoglobulina acervulinoides*: 17 — общий вид, 18 — вид с периферии; 19a, c — *Rugoglobigerina rugosa*; 20 — *Globigerinelloides subcarinatus* — вид с дорзальной стороны; 21 — *Globigerinelloides messinae* — вид с дорзальной стороны; 22 — *Globigerinelloides multispinus* — вид с периферии

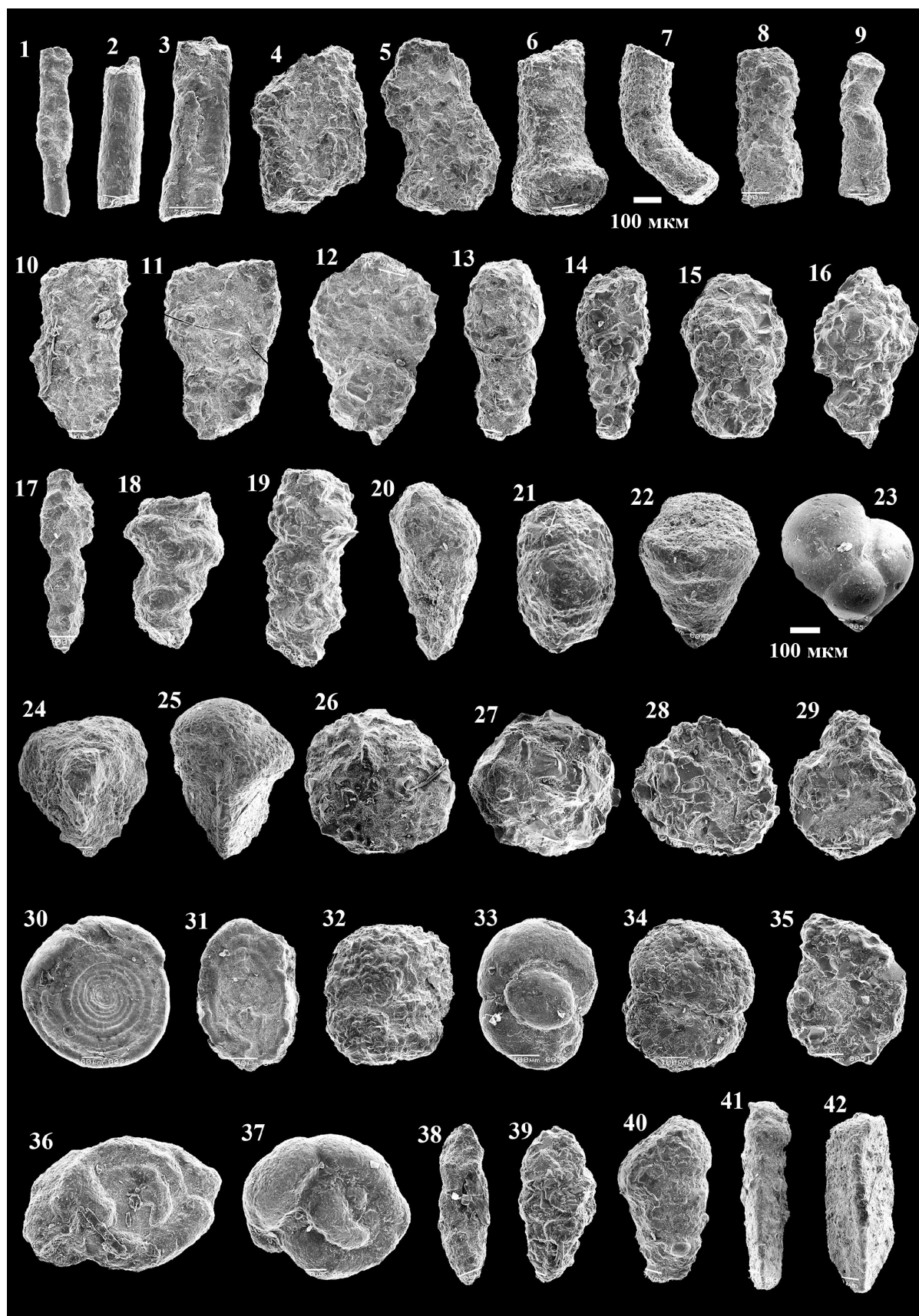


Рис. 5. Бентосные фораминиферы из разреза г. Клементьева. 1. *Rhabdammina discreta*; 2, 3. *Nothia robusta*; 4, 5. *Nothia excelsa*; 6. *Hyperammina elongata*; 7–9. *Rhizammina indiviza*; 10, 11. *Ammobaculites* sp. 12–15. *Reophax globosus*; 16. *Reophax subfusiformis*; 17. *Reophax subnodulosus*; 18, 19. *Subreophax splendidus*; 20. *Verneuilina polystropha*; 21. *Dorothia retusa*; 22. *Marssonella oxycona*; 23. *Eggerella trochoides*; 24, 25. *Tritaxia pyramidata*; 26, 27. *Psammoshaera scruposa*; 28. *Lagenammina grzybowskii*; 29. *Lagenammina difflugiformis*; 30. *Ammodiscus cretaceus*; 31. *Ammodiscus peruvianus*; 32–34. *Ammosphaeroidina pseudopauciloculata*; 35. *Ammobaculites agglutinans*; 36, 37. *Trochamminoides dubius*; 38, 39. *Karrerulina coniformis*; 40. *Verneuilina polystropha*; 41, 42. *Tritaxia tricarinata*

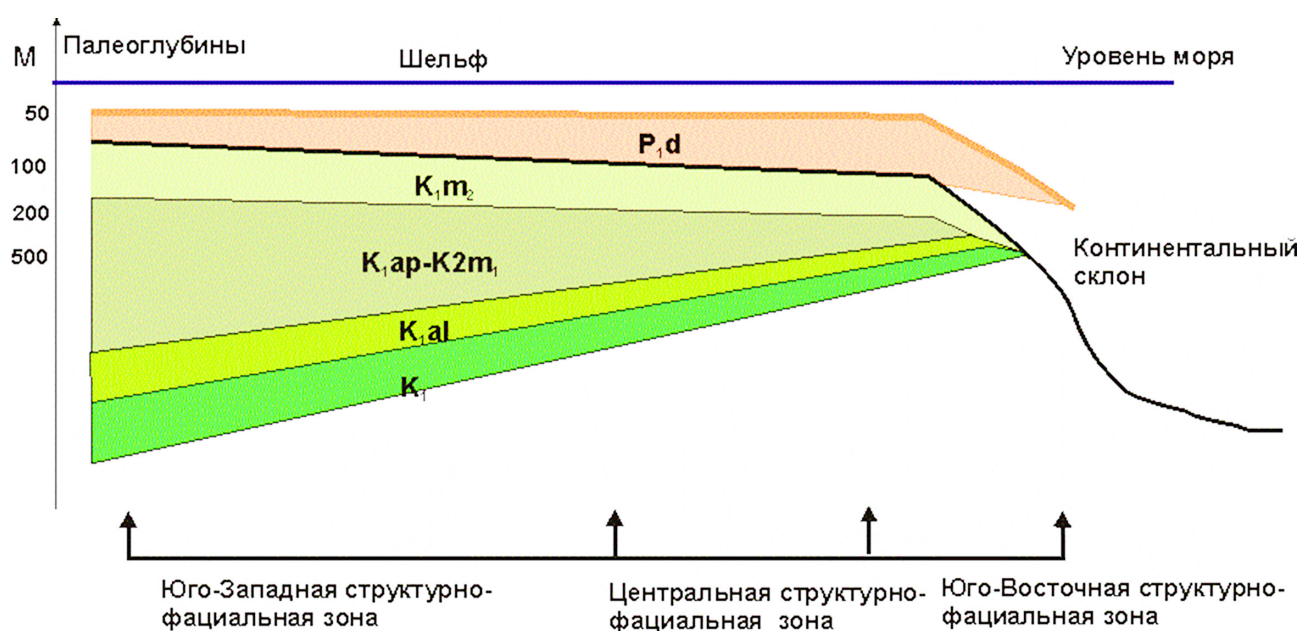


Рис. 6. Модель распространения верхнемаастрихтских отложений в различных структурно-фациальных зонах Горного Крыма

brazoensis (Martin); *Pl. acervulinoides* (Egger). Среди двурядных форм присутствует *Heterohelix striata* (Ehrenberg) — вид, имеющий широкое стратиграфическое распространение. Численный рост экземпляров спирально-винтовых раковин фиксируется со средней части разреза, а систематический состав ассоциаций имеет большое сходство с таковым из тетического разреза Губбио в Италии [Coccioni, Premoli Silva, 2015].

Бентосные фораминиферы с известково-секрционной раковиной также обнаружены (рис. 5). Их количество не так велико. Однако они позволяют установить, что эти породы можно отнести к зонам *Brotzenella praeacuta* и *Hanzawaia ekbloimi* по шкале В.Н. Беньямовского (2008). Резко выделяющейся особенностью комплексов бентосных фораминифер разреза г. Клементьева является присутствие значительного числа агглютинирующих форм, относящихся к группе глубоководных (батиальных) таксонов. Они не известны в комплексах шельфовых и эпиконтинентальных морей Перитетиса, но хорошо изучены и прослежены на континентальных склонах и в батиальных обстановках Северной Атлантики и западной части океана Тетис [Kaminski et al., 1988; Khunt, Kaminski, 1990; Miller et al., 1982; Gradstein, Berggren, 1981; Khunt, Kaminski, 1993; I. Klasz, S. Klasz, 1990]. Комплекс этих бентосных форм позволил дать расчленение разреза по агглютинирующим фораминиферам и выделить зоны *Hormosina ovulum*, *Remesella varians* и *Spiroplectamina spectabilis* [Кобаевич и др., 2007]. Эти зоны установлены в глубоководных верхнемаастрихтских (первые две) и нижнепалеоценовых (третья зона) отложениях Северной Атлантики и западной части океана Тетис [Khunt et al., 1992]. Зональные виды слоев с *Dorothia aff. pupa*, *Clavulinoides strilatera* появляются в датских

отложениях очерченного региона. Видовое разнообразие (численность видов) варьировало от 4 до 25 видов, что отражает непостоянство водной среды.

Выводы. Отложения верхнего маастрихта Юго-Восточного Крыма (г. Клементьева) формировались в условиях подножия склона карбонатного рампа при относительно невысокой скорости седиментации. Для изученного разреза характерной особенностью являются микрофашии МКФ1 и МКФ2; вверх по разрезу отмечается увеличение алевроитовой и глинистой компонент (МКФ3 и МКФ4). Состав глинистых минералов и терригенной составляющей практически не меняется в разрезе, что указывает на единый источник сноса. Отмечается присутствие хлорита, что свидетельствует о диагенезе первичных слюд и повышенном содержании FeO и MgO, а также о периодически возникающем повышенном содержании органического углерода. Также характерно почти полное отсутствие макрофауны, преобладание планктонных фораминифер, присутствие значительного числа бентосных форм с агглютинирующей раковиной. На границе K_2m_2 и P_1d прослеживается разрыв отложений, характерный для большей части Горного Крыма. Фиксируется общее увеличение терригенного материала вверх по разрезу. Количество аутигенного глауконита значительно больше и вверх по разрезу также увеличивается. На границе верхнего мела и палеогена отмечается присутствие крупных примазок аутигенного глауконита, что свидетельствует о длительном ненакоплении осадка в условиях среды с pH около 7, в зоне действия аэробных бактерий, в условиях интенсивного бактериального разложения органического вещества на контакте окислительной и восстановительной зон. Также отмечается увеличение пирита, что указывает на некоторое влияние анаэробных бактерий

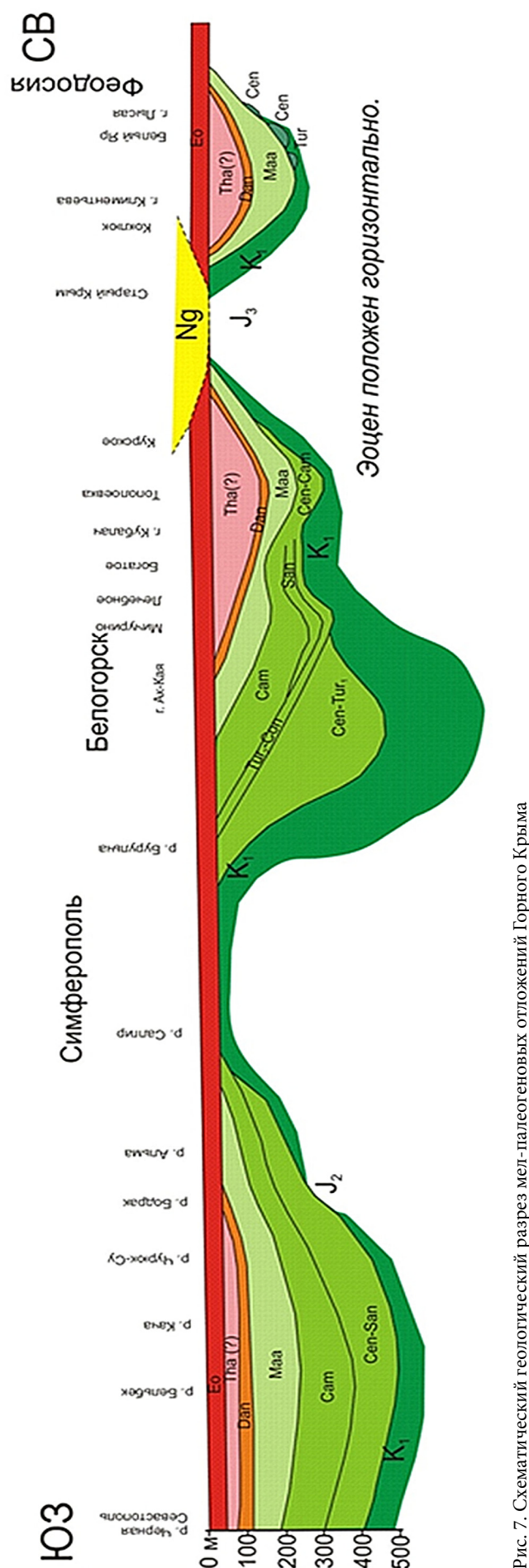


Рис. 7. Схематический геологический разрез мел-палеогеновых отложений Горного Крыма

и недостаточном количестве кислорода в отдельные моменты осадконакопления.

В изученном разрезе проявились две резко различные фациальные обстановки: открытого моря у подножья склона карбонатного рампа (верхний маастрихт) и мелкой сублиторали (датский ярус). Динамика осадконакопления была неравномерной, с перерывами в осадконакоплении. Ярко выражен перерыв на границе маастрихта и дания. Биопродуктивность бассейна была достаточно высокой, о чем свидетельствует не только значительная мощность карбонатных осадков, но и широкое распространение аутигенного глауконита. Можно также отметить присутствие отложений «терминального маастрихта», отложения которого также присутствуют как в разрезах Юго-Западного Крыма, пачка XXIV (слой 5) [Алексеев, 1989], так и в разрезе Юго-Восточного Крыма (верхняя часть слоя 3).

Анализ пакетов парасеквенций и системных трактов, выделенных в разрезе, а также сопоставление с известными седиментационными моделями карбонатных тел [Обстановки..., 1990] позволяют предположить, что формирование отложений связано с осадконакоплением, соответствующим модели накопления осадков у подножья крутого склона карбонатного рампа.

В комплексах бентосных фораминифер доминируют виды глубоководных (батиальных) агглютинирующих форм, которые характерны для глубоководных обстановок континентального склона и относятся к группе батиальных фораминифер.

Таким образом, литологический состав отложений верхнего маастрихта разреза горы Клементьева и систематический состав комплексов фораминифер в них свидетельствуют о накоплении данных толщ в относительно глубоководных обстановках подножья континентального склона или глубоководного трога (рис. 6). Именно большей глубоководностью палеобассейны Юго-Восточного Крыма и, в частности, описанный разрез отличается от более мелководных одновозрастных разрезов Юго-Западного Крыма (рис. 7).

Благодарности. Авторы признательны сотрудникам лаборатории локальных методов изучения вещества кафедры петрологии МГУ имени М.В. Ломоносова за возможность постоянной совместной работы и получения качественных изображений раковин фораминифер на СЭМ.

Финансирование. Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН, при поддержке грантов РФФИ (проекты № 18-05-00495; 18-05-00495-а, 18-05-00503-а, 19-05-00361-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.С. Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А. Мазаровича, В.С. Милеева. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 123–135.

2. Беньямовский В.Н. Схема инфразонального расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон-маастрихт // Стратигр. геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 5. С. 62–74.
3. Геология СССР. Т. VIII. Крым. Часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.
4. Ильин В.Д., Фортунатова Н.К. Методы прогнозирования и поисков нефтегазовых рифовых комплексов. М.: Недра, 1988. 199 с.
5. Копавич Л.Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 2010. Т. 85, вып. 5. С. 40–52.
6. Копавич Л.Ф., Никишин А.М., Беньямовский В.Н. и др. О позднемаастрихтско-раннедатских водных массах, литологических и фораминиферовых комплексах в тектонически различных зонах Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2007. № 3. С. 42–49.
7. Копавич Л.Ф., Яковишина Е.В., Гречихина Н.О. Биостратиграфия разреза маастрихта гряды Клементьева (Восточный Крым) по фораминиферам // Материалы LXIX сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2023. С. 66–68.
8. Обстановки осадконакопления и фации: В 2 т. Т. I / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. 352 с., ил.
9. Яковишина Е.В. Литологическая характеристика и условия формирования верхнемаастрихтских отложений Крыма // Геология и разведка. Известия высших учебных заведений. 2005. Вып. 4. С. 18–24.
10. Яковишина Е.В., Гречихина Н.О., Бордунов С.И. и др. Маастрихтский разрез горы Кыз-Кермен (Горный Крым): биостратиграфия, условия седиментации и палеогеография // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 57–67.
11. Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tetyan Cubbio section (Italy) // *Newsletters on Stratigraphy*. 2015. Vol. 48, no 1. P. 47–90.
12. Flügel E. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. Second Edition. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 929 p.
13. Gradstein F.M., Berggren W.A. Flysch-Type agglutinated foraminifera and the Maastrichtian and Paleocene history of the Labrador and North Sea // *Marine micropaleontology*. 1981. Vol. 6. P. 211–266.
14. Kaminski M.A., Gradstein F.M., Berggren W.A., et al. Flysch-type agglutinated foraminiferal assemblages from Trinidad: taxonomy, stratigraphy, and paleobathymetry // *Proc. Second Workshop on Agglutinated Foraminifera*, Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt (Trans. Federal Geol. Agency), 1988. Vol. 41. P. 155–228.
15. De Klasz I., De Klasz S. Danian deep-water (bathyal) agglutinated foraminifera from Bavaria and their comparison with approximately coeval agglutinated assemblages from Senegal and Trinidad. Paleocology, Biostratigraphy, Paleooceanography, and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera // NATO. ASI Ser. 1990. Vol. 327. P. 387–431.
16. Khun W., Geroch S., Kaminski M.A., et al. Upper Cretaceous abyssal claystones in the North Atlantic and Western Tethys: Current status of biostratigraphical correlation using agglutinated foraminifera and palaeoceanographic events // *Cretaceous Res.* 1992. Vol. 13. P. 467–478.
17. Khun W., Kaminski M.A. Changes in the community structure of deep-water agglutinated foraminifera across the K/T Boundary in the Basque Basin (Northern Spain) // *Rev. Esp. Micropal.* 1993. Vol. 25, no. 1. P. 57–92.
18. Khun W., Kaminski M.A. Paleocology of Late Cretaceous to Paleocene deep-water agglutinated foraminifera from the North Atlantic and Western Tethys. Paleocology, Biostratigraphy, Paleooceanography, and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera // NATO. ASI Ser. 1990. Vol. 327. P. 433–506.
19. Miller K., Gradstein F., Berggren W.A. Late Cretaceous to Early Tertiary Agglutinated foraminifera in the Labrador Sea // *Micropaleontology*, 1982. Vol. 20, no. 1. P. 1–30.
20. Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S., et al. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Seismic stratigraphy — Applications to hydrocarbon exploration // *Tulsa. AAPG Mem.* no 26. 1977. P. 49–205.
21. Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., et al. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. Concept of high-resolution correlation of time and facies // *Tulsa. AAPG Bull. Methods in Exploration*. Ser. 7. 1990. 55 p.

Статья поступила в редакцию 01.06.2023,
одобрена после рецензирования 05.06.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 563.12

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-34-43

ФОРАМИНИФЕРЫ ИЗ ГЛИНЯНОЙ ПУЛЬПЫ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ: СЕМИГОРСКИЙ, СОПКА АНДРУСОВА, БОРУХ-ОБА

Элеонора Михайловна Бугрова¹✉, Маргарита Рубеновна Латыпова²,
Людмила Федоровна Копачевич³, Александр Валерьевич Гусев⁴

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; eleonora-bugrova@yandex.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-5897-1219>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; margarita.r.latypova@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8258-9012>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lfkopachevich@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3622-8253>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; avg02@yandex.ru

Аннотация. По составу фораминифер из глиняной пульпы грязевых вулканов Семигорский, сопка Андрусова, Борух-Оба Керченско-Таманской области уточнена стратиграфия осадочных толщ грязевулканической провинции. Путем сравнения с фауной из опорного разреза палеогена по р. Белая (Республика Адыгея) выявлены отложения среднего эоцена (черкесской, кумской свит лютета и бартоня); низов олигоцена (пшекская свита, рупельский ярус), подтвержденное находками остатков крылоногих моллюсков; среднего миоцена (конкского и сарматского ярусов региональной шкалы миоцена Восточного Паратетиса). Меловые отложения (вулкан Семигорский) принадлежат позднему кампану — маастрихту.

Ключевые слова: Керченско-Таманская область, глиняная пульпа грязевых вулканов, фораминиферы, биостратиграфия, верхний мел, средний эоцен, миоцен

Для цитирования: Бугрова Э.М., Латыпова М.Р., Копачевич Л.Ф., Гусев А.В. Фораминиферы из глиняной пульпы грязевых вулканов Керченско-Таманской области: Семигорский, сопка Андрусова, Борух-Оба // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 34–43.

FORAMINIFERA FROM THE CLAY PULP OF MUD VOLCANOES IN THE KERCH-TAMAN REGION: SEMIGORSKY, ANDRUSOV, BORUKH-OBA

Eleonora M. Bugrova¹✉, Margarita R. Latypova², Lyudmila F. Kopachevich³,
Aleksandr V. Gusev⁴

¹ A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint Petersburg, Russia; eleonora-bugrova@yandex.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-5897-1219>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; margarita.r.latypova@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0001-8258-9012>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lfkopachevich@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3622-8253>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; avg02@yandex.ru

Abstract. The stratigraphy of the Kerch-Taman region has been refined by the foraminiferal assemblages from the clay pulp of the Semigorsky, Andrusov, and Borukh-Oba mud volcanoes. By comparison with the fauna from the reference section of the Paleogene along the river Belaya (Republic of Adygea) deposits of the Middle Eocene (Circassian, Kuma formations of the Lutetian and Bartonian) were revealed. Deposits of lower Oligocene (Pshekh Formation, Rupelian Stage), confirmed by finds of remains of pteropods. Middle Miocene (Konkian and Sarmatian stages of the Eastern Paratethys regional scale of the Miocene) were revealed too. Cretaceous deposits (Semigorsky volcano) belong to the late Campanian — Maastrichtian.

Keywords: Kerch-Taman region, clay pulp of mud volcanoes, foraminifera, biostratigraphy, Upper Cretaceous, Middle Eocene, Miocene

For citation: Bugrova E.M., Latypova M.R., Kopachevich L.F., Gusev A.V. Foraminifera from the clay pulp of mud volcanoes in the Kerch-Taman region: Semigorsky, Andrusov, Borukh-Oba. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 34–43. (In Russ.).

Введение. Грязевой вулканизм — это довольно распространенное геологическое явление, которое с давних времен изучается геологами. В начале прошлого века наиболее популярную точку зрения на

природу грязевого вулканизма высказали геологи-нефтяники Е.Ф. Шнюков, И.М. Губкин, А.А. Якубов, В.Н. Вебер, В.Д. Голубятников, Р.Р. Рахманов, К.П. Калицкий и многие другие, которые связывали обра-



Рис. 1. Схема расположения исследуемых грязевых вулканов (Борух-Оба, сопка Андрусова, Семигорский, Шуго)

зование грязевых вулканов с формированием и разрушением месторождений углеводородов [Якубов и др., 1980; Рахманов, 1987]. Модель формирования грязевых вулканов, предложенная этими авторами, обусловлена избыточным давлением, возникающим в нефтегазовых залежах, и последующим прорывом грязебрекчий через эруптивные каналы вулканов на поверхность [Холодов, 2012].

В Керченско-Таманской области расположена крупная грязевулканическая провинция, проявления которой и ранее активно изучались отечественными геологами [Шнюков и др., 1971, 1986]. При этих исследованиях часто использовались геофизические методы, в том числе сейсмическое профилирование и микросейсмическое зондирование [Рогожин и др., 2020], а также геохимические — изотопные исследования гелия, водорода, углерода, стронция из газовой и водной фаз в выбросах грязевых вулканов [Лаврушин и др., 2003, 2005, 2021; Айдаркожина и др., 2021]. Одним из самых дискуссионных вопросов всегда было определение глубины корней грязевых вулканов. Многие специалисты проводили исследования с целью установить глубины очагов грязевого вулканизма не только по геофизическим данным [Горбатилов и др., 2008; Рогожин и др., 2020; Собисевич и др., 2008; и др.], но и по изучению обломков вулканической брекчии [Шардаров

и др., 1962; Газеев и др., 2016]. Особого внимания заслуживают ранее проведенные изотопные исследования гелия, водорода, углерода, стронция из газовой и водной фаз в выбросах грязевых вулканов для определения глубины очагов грязегенерации [Лаврушин и др., 2003, 2005, 2021; Айдаркожина и др., 2021]. На основании всех ранее полученных результатов было установлено, что корни большей части грязевых вулканов Керченско-Таманской области проходят через эоцен-плиоценовые отложения. Однако до сих пор существует дискуссия о пересечении корней некоторых грязевых вулканов [Холодов, 2002] непосредственно меловых толщ, так как в палеогеновых отложениях Северо-Западного Предкавказья широко развиты олистостромовые горизонты с обломками меловых пород [Холодов, 2012], которые и могли выноситься на поверхность глиняной пульпой при ее прохождении через палеогеновые отложения.

Авторы данной статьи подходят к решению этой проблемы и уточнению стратиграфии мало обнаженного региона путем исследования выбросов вулканов Керченско-Таманской области микропалеонтологическим методом. Ранее при изучении пульпы вулкана Шуго были выявлены остатки позднемеловых, среднеэоценовых и миоценовых фораминифер [Копаевич и др., 2022, Latypova et al.,

2022]. В настоящей статье представлены новые сведения о составе фораминифер из брекчий еще трех вулканов этой области (рис. 1) и стратиграфических интервалах (ярусах и зонах), выделенных путем сопоставления с опорным разрезом палеогеновых отложений Северо-Западного Предкавказья [Попов и др., 2018, 2019].

Материалы и методы. Для изучения фораминифер были использованы пробы из вулкана Семигорский (Предкавказье, Таманская область), Борух-Оба и Сопка Андрусова (Керченский полуостров) (рис. 1). Последний является частью Булганакского грязевулканического очага [Олениченко и др., 2015].

Взятые пробы (массой 200 г) представляли собой зеленовато-коричневато-серую грязь, сильно обводненную, с некоторым содержанием углеводородов (нефтяные пятна). После сушки при комнатной температуре раздробленная порода, подвергалась отмучиванию, промывалась водой без применения химикатов и далее процеживалась через стандартные гранулометрические сита. Раковины фораминифер отобраны из двух фракций: 0,1 (0,05) — 0,25 мм и более 0,25 мм.

Выявленные разные фораминиферовые ассоциации представлены планктонными и бентосными видами мелового, палеогенового и неогенового возрастов. Комплекс кайнозойских фораминифер состоит главным образом из планктонных видов (ПФ), бентосные фораминиферы (БФ) присутствуют в значительно меньшем количестве (4 рода). Сохранность раковин плохая или удовлетворительная. Меловые фораминиферы представлены планктонными формами исключительно плохой сохранности.

Таксономическая принадлежность палеогенового планктона устанавливалась по принятой сейчас систематике этой группы [Atlas..., 2006]. Нужно учесть, что в Крымско-Кавказской области планктон более беден по составу, и стратиграфический диапазон обнаруженных видов менее продолжительный, чем в тропических/субтропических бассейнах, по материалам которых разработан зональный стандарт палеогена в Международной стратиграфической шкале (МСШ) [Spreijer et al., 2020]. Поэтому зональная принадлежность изученной фауны представлена в рамках принятой в Общей стратиграфической шкале (ОСШ) [Зональная..., 2006; Постановления..., 2008].

Фотографии раковин фораминифер были сделаны с помощью сканирующего растрового микроскопа Teskan Vega 3 в Палеонтологическом институте имени А.А. Борисяка РАН.

Полученные результаты. Кайнозойские фораминиферы. При определении возраста пород по раковинам фораминифер из глиняной пульпы важную роль сыграло сравнение с разрезом по р. Белая в Республике Адыгея, который рассматривается в качестве опорного для палеогена Северо-Западного и Центрального Предкавказья. Его палеонтологическая характеристика включает сведения

по нескольким группам микро- и макрофоссилий, палеомагнитные данные и возрастные датировки [Попов и др., 2018, 2019, 2023; Бугрова, Закревская, 2023; Popov et al., 2022], а расчленение на свиты соответствует Государственной геологической карте Российской Федерации (ГГК РФ) 1:200 000 [Корсаков и др., 2013].

Планктонные фораминиферы, обнаруженные в пульпе вулканов, мало разнообразны, но судя по их составу, характеризуют разные уровни среднеэоценового разреза. Они принадлежат двум основным группам — *Subbotina eocaena* и *Acarinina pentacamerata*. Эти виды широко распространены в среднеэоценовых отложениях Перитетиса, а сопутствующий им вид *Subbotina hagni* морфологически сходен с *Globigerina transversa* Chalilov [Халилов, 1962], который описан из среднего эоцена Азербайджана, а на прилежащих территориях появляется в зоне *A. bullbrookii*.

Из пульпы вулкана Борух-Оба (рис. 2) были определены *Acarinina bullbrookii* (Bolli), *Subbotina eocaena* (Guembel), *S. hagni* (Gohrbandt), *S. aff. venezuelana* (Hedberg) и *Globigerinatheka micra* (Schutzkaya). Вид *Acarinina bullbrookii* является индексом одноименной зоны ОСШ, основание которой принято за границу конца позднего ипра — начало лютета [Бугрова, 2004, Зональная..., 2006; Постановления..., 2008]. Виды *Subbotina eocaena* и *S. hagni* постоянно встречаются в отложениях этой зоны. Предполагается, что *Globigerinatheka micra* может оказаться младшим синонимом *Subbotina senni* (Beckmann), распространенной в зонах E6–E13 верхов ипра — бартонa [Atlas..., 2006].

Состав ПФ из выбросов вулкана Семигорский (рис. 3; 4) менее разнообразен. По находению *Acarinina pentacamerata* (Subb.), *A. aff. pentacamerata* (Subb.), *A. aff. multicamerata* (Balakhm.), *A. aff. kiewensis* Morozova, *Subbotina aff. hagni* (Gohrbandt) этот комплекс с некоторой долей условности тоже может быть отнесен к зоне *Acarinina bullbrookii*. Данная часть разреза принадлежит черкесской свите. В разрезе на р. Белая к ней приурочен наннопланктон зоны NP15 [Попов и др., 2018] и БФ надзоны *Pseudogaudryina pseudonavarroana* ОСШ [Бугрова, Закревская, 2023].

В пульпе обоих вулканов не найдены виды подстилающей зоны *Morozovella aragonensis* верхнего ипра, как и в естественных выходах на р. Белая, где в основании зоны *A. bullbrookii* наблюдаются следы размыва с мелкой галькой. Кроме того, не обнаружены виды родов *Clavigerinella*, *Guembelitrioides*, *Hantkenina*, которые появляются в верхах зоны *A. bullbrookii*, а также характерные формы последующих зон среднего и верхнего эоцена. Сказанное позволяет предположить выпадение из разрезов верхов черкесской, куберлинской, керестинской и белоглинской свит, или отсутствие выноса обломков этих пород на поверхность подводящими каналами вулканов Борух-Оба и Семигорский.

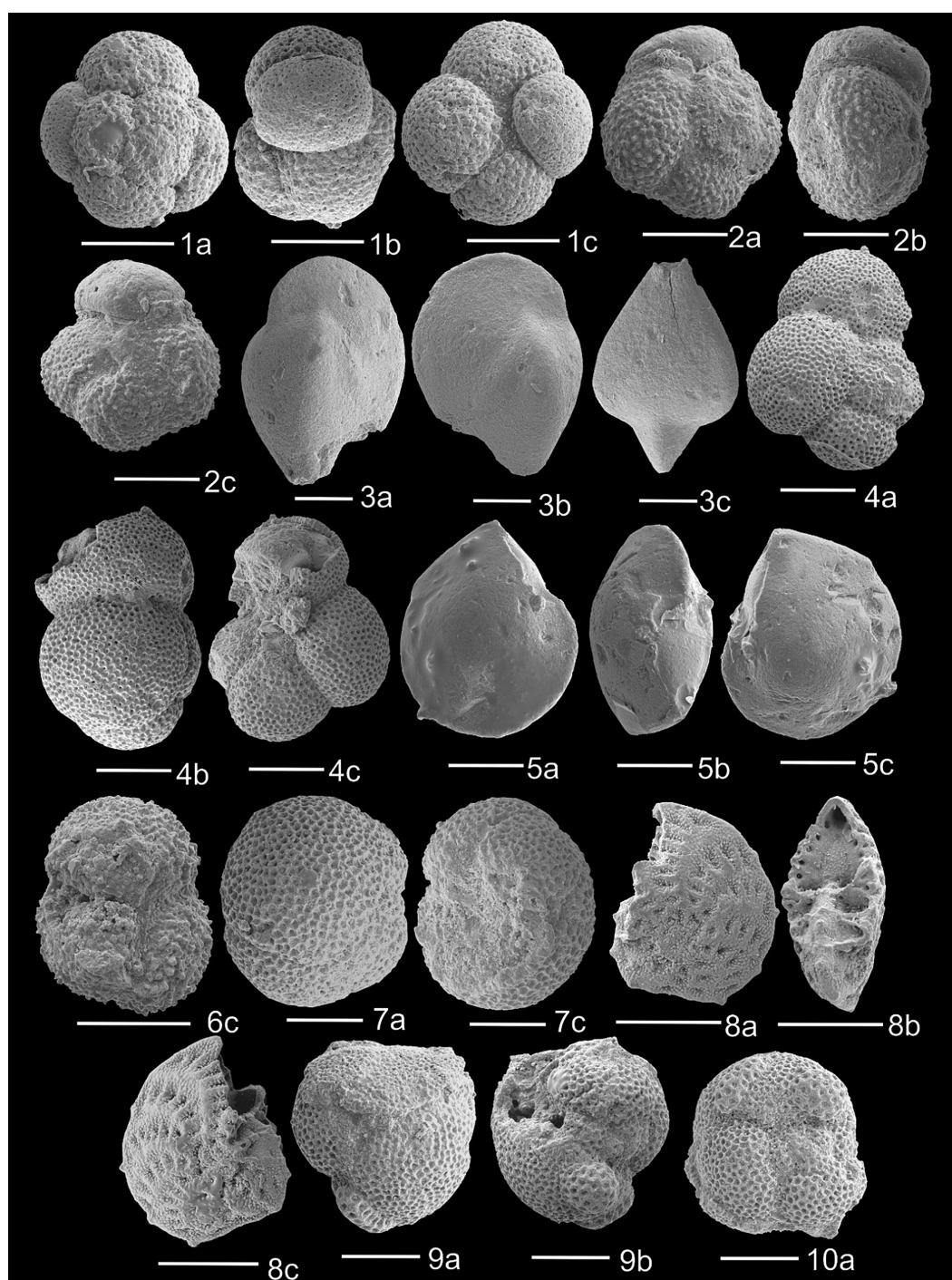


Рис. 2. Раковины фораминифер из глиняной пульпы грязевого вулкана Борух-Оба. 1a–c — *Subbotina* aff. *venezuelana* (Bolli); 2a–c — *Acarinina bullbrookii* (Bolli); 3a–c — *Saracenaria* aff. *arcuata* d'Orbigny; 4a–c — *Subbotina eoacena* (Guembel); 5a–c — *Lenticulina* sp. 1; 6c — *Acarinina* aff. *triplex* Subbotina; 7a, c, 9a–c, 10a — *Globigerinathea micra* (Schutzkaya); 8b, c — *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll)

Последнее наиболее вероятно, так как в разрезе по р. Белой ПФ верхов среднего — верхнего эоцена обильны и разнообразны, и по этой группе фауны выделяются четыре межрегиональные зоны ОСШ лютетского-приабонского ярусов [Бугрова, Закревская, 2023].

В выбросах изученных вулканов не найдены виды зоны *Subbotina turkmenica*, завершающей средний эоцен ОСШ (кумская свита, лютетский-бартонский ярусы). Исключением является *Chiloguembelina ototara* (Finlay) (вулкан Семигор-

ский; рис. 4), находящаяся в верхах кумской свиты по р. Белая [Бугрова, Закревская, 2023] и в разрезах Юго-Западного Крыма (неопубликованные данные Э.М. Бугровой). Возможно, тонкостенные и мелкие раковины других ПФ этой зоны или растворились в процессе диагенеза, или утрачены при обработке материала. Поскольку в разрезе по р. Белая в середине и кровле кумской свиты найдены устрицы *Liostrea simplex* Desh. Среднего эоцена [Попов и др., 2018], не исключено, что изучаемая часть бассейна оказалась вне зоны осадконакопления до конца эоцена, так как

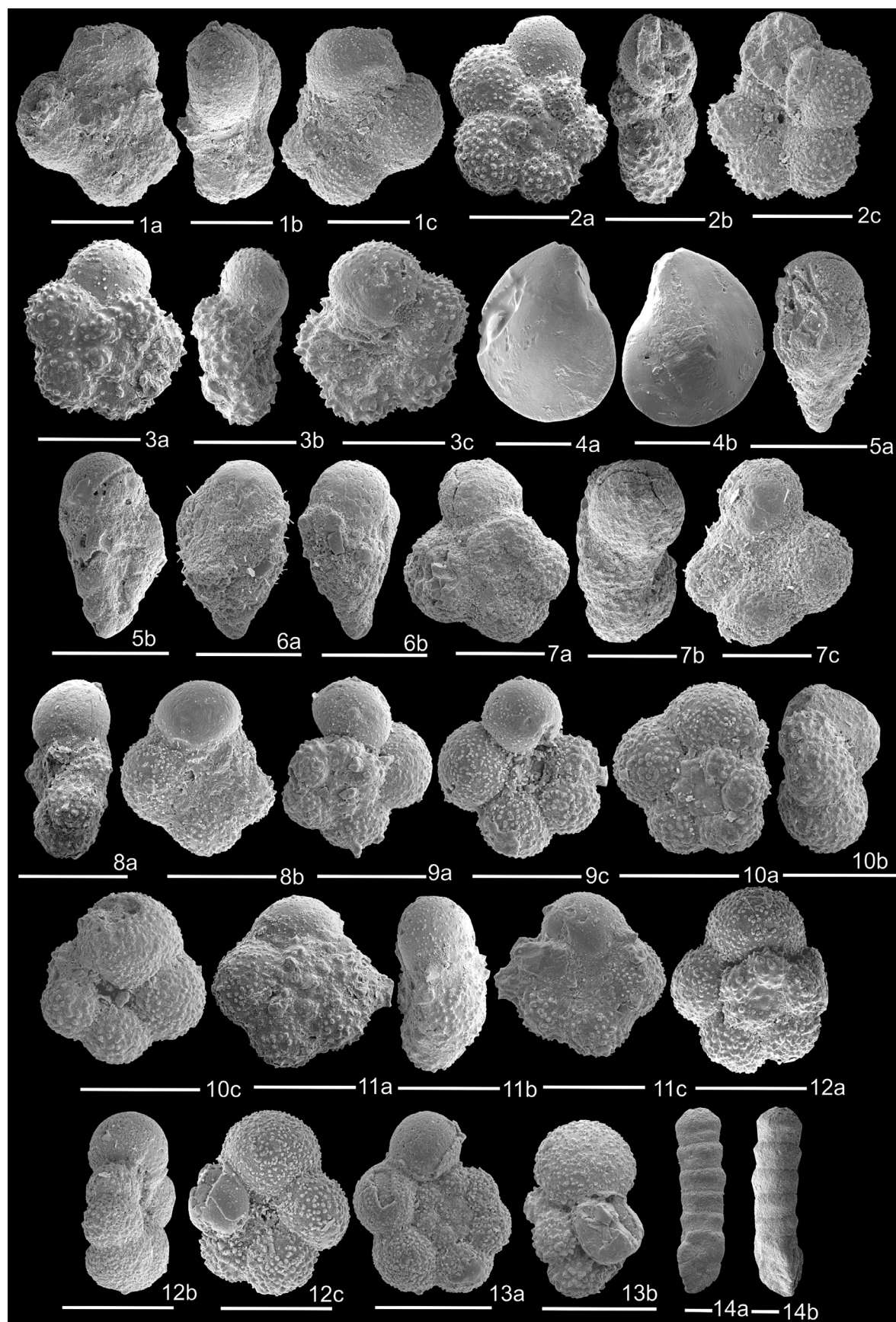


Рис. 3. Раковины фораминифер из глиняной пульпы грязевого вулкана Семигорский. 1a–c — *Subbotina* aff. *hagni* (Gohrbandt); 2a–c, 3a–c — *Acarinina* ex gr. *pentacamerata* (Subb.); 4a, b — *Lenticulina* sp. 2; 5a–b, 6a–b — *Chiloguembelina ototara* (Finlay); 7 a–c — *Subbotina* cf. *hagni* (Gohrbandt); 8a, b. *Subbotina* aff. *hagni* (Gohrbandt); 9a, c — *Acarinina* ex gr. *pentacamerata* (Subb.); 10a–c — *Acarinina* *pentacamerata* (Subb.); 11a–c — *Acarinina* cf. *pentacamerata* (Subb.); 12a–c — *Acarinina* aff. *kiewensis* Morozova; 13a, b — *Acarinina* aff. *multicamerata* (Balakhmatova); 14a, b — *Martinottiella communis* d'Orbigny

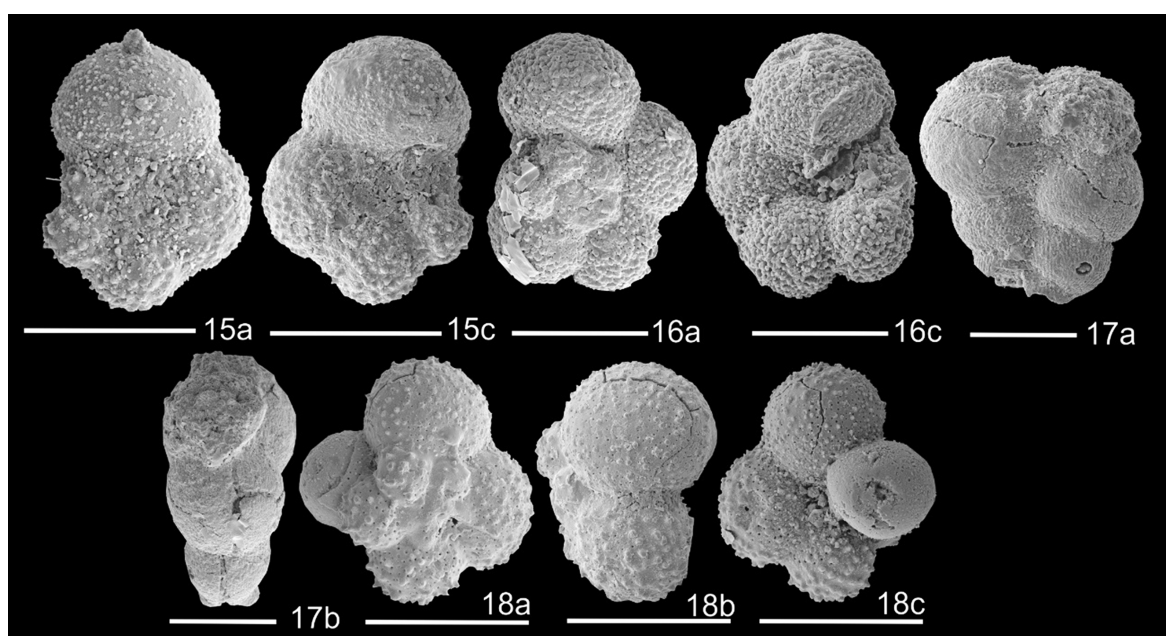


Рис. 4. Раковины фораминифер из глиняной пепла вулкана Семигорский. 15a, c — *Acarinina* cf. *pentacamerata* (Subb.); 16a, c — *Acarinina pentacamerata* (Subb.); 17a, b — *Chiloguembelina cubensis* (Palmer); 18a–c — *Acarinina* sp?

остатки позднеэоценовой фауны в пепле также не обнаружены.

В пепле вулкана Семигорский (рис. 3) содержатся раковины ПФ *Chiloguembelina cubensis* (Palmer). Распространение этого космополитного вида характерно для рюпельского яруса, хотя, по мнению других исследователей, оно более продолжительно [Atlas..., 2006, зоны E10 — O6). В МСШ-2020 исчезновение *Ch. cubensis* маркирует границу рюпельского и хаттского ярусов, то есть, нижнего и верхнего олигоцена [Speijer et al., 2020, Fig. 28]. Находки раковин этого вида позволяют говорить о присутствии рюпельских отложений, принадлежащих пшехской свите низов майкопской серии олигоцена — миоцена [Корсаков и др., 2013; Попов и др., 2018]. Этот вывод подтверждается находками ядер раковин моллюсков *Limacina* (рис. 5) в пепле вулкана сопки Андрусова. Планктонные птероподы рода *Limacina* типичны для основания олигоцена, который прослеживается от Крыма до Мангышлага через Грузию и Волго-Донское междуречье и формировались в пределах внешнего шельфа [Попов и др., 1993].

В разрезе по р. Белая пшехская свита сложена слабокарбонатными глинами с чешуей рыб и остатками пелагических крылоногих моллюсков, именуемых в разное время как *Planorbella*, *Spirotella* или *Limacina*. Эти моллюски были широко распространены в Паратетисе в начале олигоцена. Кроме того, свита содержит раковины двустворок и гастропод, ихтиофауну, ПФ родов *Globigerina*, *Pseudohastigerina*, *Chiloguembelina*, наннопланктон зон NP21 и NP22, диноцисты зоны D13 *Phtanoperidinium amoenum*. На этом уровне выделены палеомагнитные хроны C13n и C12r. Датировка возраста пшехской свиты $33,20 \pm 0,34$ млн лет, полученная по изотопам аргона, определяет ее принадлежность нижнему олигоцену

[Попов и др., 2018, 2019]. В региональных схемах Предкавказья на этом уровне выделяются зона «*Lenticulina*» *herrmanni* по БФ и слои с *Globigerina officinalis* по ПФ.

В выбросах вулканов Борух-Оба и Семигорский ПФ более высоких горизонтов олигоцена и интервала олигоцен/миоцен не были найдены. В опорном разрезе по р. Белая нижняя граница миоцена устанавливается по наннопланктону и по диноцистам.

Бентосные фораминиферы из образцов с эоценовыми ПФ принадлежат двум родам семейства *Vaginulinidae* Reuss [Введение..., 1981]. Раковины *Lenticulina* sp. 1 (вулкан Борух-Оба) и *Lenticulina* sp. 2 (вулкан Семигорский) имеют плохую сохранность: их камеры и пупочная область плохо различимы, скульптурные образования отсутствуют. Из пепла вулкана Борух-Оба извлечены раковины *Saracenaria* cf. *arcuata* d'Orbigny — вида, который отмечен в отложениях верхов эоцена Крымско-Кавказской области [Субботина, 1953]. Присутствие этих БФ возраста отложений не определяет, тем более, что они идентифицированы в открытой номенклатуре.

Судя по нахождению БФ в пепле вулканов Борух-Оба и Семигорский на изучаемой площади присутствуют и миоценовые отложения (рис. 2; 3). Так вид *Martinottiella communis* d'Orbigny был впервые описан из миоцена Венского бассейна, а также известен из олигоцена и миоцена Венгрии (ярусы кисцелий — бадений; [Korecz-Laky, Nagy-Gellai, 1985]). Второй вид — *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll) принадлежит роду, представители которого в бассейнах Восточного Паратетиса появились в миоцене [Крашенинников, 1960]. В Предкавказье *E. macellum* известен в отложениях конкского и сарматского ярусов региональной шкалы Восточного



Рис. 5. Раковины моллюсков рода *Limacina* из глиняной пульпы грязевого вулкана сопка Андрусова

Паратетиса [Неогеновая система, 1986; Практическое ..., 2005; Зональная ..., 2006]. Это позволяет говорить о нахождении в разрезе отложений этих ярусов среднего миоцена.

Меловые фораминиферы. В отличие от кайнозойских, меловые фораминиферы представлены очень скудно. Они найдены лишь в пульпе вулкана Семигорский, а их сохранность много хуже кайнозойских, поэтому не все раковины удалось определить с точностью до вида (рис. 6).

Среди них с достаточной долей уверенности определены виды *Contusotruncana morozovae* (Vassilenko), *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *Archaeoglobigerina bosquensis* (Pessagno). Некоторые раковины удалось идентифицировать в открытой номенклатуре. Так, на фиг. 1-5 изображена *Globotruncana* aff. *bulloides* Vogler. Совместное нахождение этих видов говорит о присутствии в пульпе вулкана Семигорский кампанских отложений.

Обсуждение результатов. По результатам изучения микрофауны из пульпы вулканов можно судить о стратиграфии отложений кайнозоя на этой площади Таманского п-ова, не выходящих на поверхность. Здесь находятся сокращенные разрезы палеогена (среднего эоцена и низов олигоцена), а также миоцена. К сожалению, на фотографиях фораминифер не всегда наблюдались диагностические признаки (например, строение пупочной области

и устья), из-за чего принадлежность многих форм приведена в открытой номенклатуре. Так, раковины субквадратного очертания с четырьмя камерами в последнем обороте определены как *Subbotina* cf. *hagni*. Почти шаровидные формы с компактным расположением камер и крупнорисой пористостью стенки (coarsely cancellate sacculifer type) рассматриваются как *Globigerinatheka micra* (Schutzkaya) при отсутствии на фотографии дополнительных устьев, что вообще допускается для данного вида [Atlas..., 2006]. Спирально-винтовые раковины двухрядного строения, несмотря на плохую их сохранность, определены как *Chiloguembelina ototara* (Finlay) по общей морфологии и мелкой пористости стенки и как *Ch. cubensis* (Palmer) по частично сохранившейся стенке с тонкой ребристостью. Бентосный вид *Martinottiella communis* d'Orbigny в отличие от более древнего *M. eocenica* Cushman et Bermudez имеет большее число камер однорядного отдела. Раковины меловых фораминифер (позднего кампана — маастрихта) обнаружены только в глиняной пульпе Семигорского вулкана, их сохранность плохая, а таксономическое разнообразие невелико.

При сравнении полученных результатов с комплексами фораминифер из глиняной пульпы вулкана Шуто (Таманская область, рис. 1), первое, что стоит отметить — это крайне скудные меловые комплексы очень плохой сохранности в пульпе из вулкана Семи-

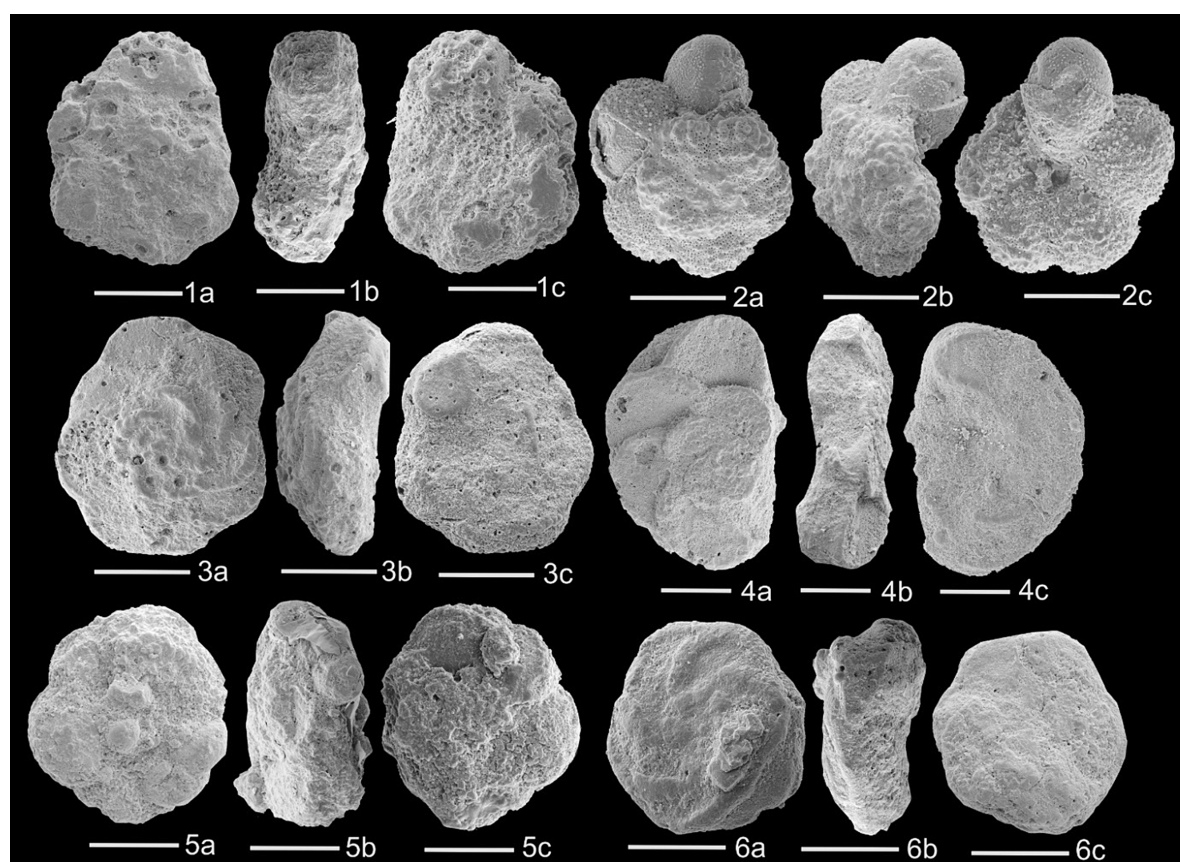


Рис. 6. 1a–c, 5a–c. *Globotruncana* aff. *bulloides* (Vogler); 2a–c. *Archaeoglobigerina bosquensis* (Pessagno); 3a–c, 6a–c. *Contusotrucana morozovae* (Vasilenko); 4a–c. *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny)

горский и полное их отсутствие в пудле из вулканов Борух-Оба и Сопка Андрусова. В глиняной пудле из вулкана Шуго меловые фораминиферы были представлены относительно разнообразным комплексом лучшей сохранности, включающим в себя формы сантонского, кампанского и маастрихтского интервалов [Копаевич и др., 2022]. Вероятно, меловые раковины из вулкана Семигорский могли быть многократно переотложены, так что по такому скудному комплексу фораминифер, было бы некорректно судить о меловых корнях грязевого вулкана. В этом контексте уместно еще раз упомянуть о развитии в разрезах палеогена Северо-Западного Предкавказья олистостромовых горизонтов с обломками меловых пород [Холодов, 2012]. Вполне возможно, что корни грязевого вулкана Семигорский затрагивают именно такие отложения, и не спускаются ниже в меловые толщи, хотя по латерали сам грязевой вулкан располагается ближе к Северо-Западному Кавказу с естественным выходом меловых отложений по сравнению с вулканом Шуго.

Кайнозойские комплексы фораминифер из глиняной пудлы вулкана Борух-Оба и Семигорский весьма сходны с фауной из вулкана Шуго и также происходят из среднеэоценовых, олигоценовых и миоценовых отложений. Из пудлы вулкана сопка Андрусова извлечены только раковины моллюсков рода *Limacina*, которые в других грязевых вулканах не обнаружены.

Заключение. По результатам определения фораминифер из пудлы трех изученных вулканов сделан вывод о развитии на этой площади отложений среднего эоцена, нижнего олигоцена и миоцена. Выделены зоны ОСШ по ПФ [Практическое..., 2005; Зональная..., 2006], а также свиты региональной стратиграфической шкалы [Корсаков и др., 2013] путем сравнения с опорным разрезом по р. Белая. Наиболее древним подразделением является зона *Acarinina bullbrookii* основания лютетского яруса (черкесская свита); фауна лютетских зон *Acarinina rotundimarginata* (верхи черкесской свиты) и *Hantkenina alabamensis* (керестинской свиты) не обнаружена. По присутствию вида *Chiloguembelina ototara*, известного из верхов зоны *Subbotina turcmenica* (кумской свиты) по р. Белая, можно предположить наличие отложений верхов бартонского яруса. Данные о фораминиферах зоны *Globigerinatheka tropicalis* (белоглинской свиты) верхнего эоцена отсутствуют. Обнаружение раковин ПФ *Chiloguembelina cubensis* и моллюсков рода *Limacina* свидетельствует о присутствии отложений рюпельского яруса (пшехской свиты низов майкопской серии). По нахождению БФ *Elphidium macellum* сделан вывод о развитии миоценовых отложений (конки-сармата), вероятно, после длительного перерыва.

Меловые раковины представлены буквально в единичных экземплярах очень плохой сохранности, и только в грязевой пудле вулкана Семи-

горский. Поэтому по ним можно сделать вывод о присутствии в разрезе этого вулкана отложений кампанского возраста.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность Лаборатории приборной аналитики палеонтологического института имени А.А. Борисяка РАН за постоянную возможность работать на сканирующем растровом микроскопе Teskan Vega3. Авторы также искренне благодарны своим рецен-

зентам, сделавшим замечания, которые помогли значительно улучшить текст. Отдельную благодарность авторы хотели бы выразить доктору геол.-мин. наук В.Ю. Лаврушину и научному сотруднику А.С. Айдаркожиной (ГИН РАН) за предоставленные пробы глиняной пульпы из грязевых вулканов для проведения настоящих микропалеонтологических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айдаркожина А.С., Лаврушин В.Ю., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав стронция в водах грязевых вулканов Керченско-Таманской области // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499, № 1. С. 19–25.
2. Бугрова Э.М. Фораминиферы палеогена центральной части Северного Кавказа и Предкавказья // Атлас важнейших групп фауны мезозойско-кайнозойских отложений Северного Кавказа и Предкавказья. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 64–76.
3. Бугрова Э. М., Закревская Е. Ю. Обновленные сведения о фораминиферах палеогена и эоцена разреза по р. Белая (Республика Адыгея) / Био- и геособытия в истории Земли. Этапность эволюции и стратиграфическая корреляция. Материалы LXIX сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2023. С.16–18.
4. Введение в изучение фораминифер (классификация мелких фораминифер мезо-кайнозоя) / Под ред. Н.Н. Субботина и др. Л.: Недра, 1981. 211 с.
5. Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Кондрашов И.А., Гурбанова О.А. Обломки магматических пород в выбросах грязевых вулканов Таманского полуострова: геохимические особенности и палеогеодинамическая реконструкция (Краснодарский край, Северный Кавказ) // Вестник Владикавказского научного центра. 2016. Т. 16, № 4. С. 43–55.
6. Горбатилов А.В., Собисевич А.Л., Овсяченко А.Н. Развитие модели глубинного строения Ахтырской флексуно-разрывной зоны и грязевого вулкана Шуго // Докл. РАН. 2008. Т. 421, № 5. С.670–674.
7. Зональная стратиграфия фанерозоя России / Под ред. Т.Н. Корень. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
8. Копавич Л.Ф., Бугрова Э.М., Латыпова М.Р. и др. Фораминиферы из глиняной пульпы грязевого вулкана Шуго (Таманский полуостров) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 3. С. 3–16. DOI: 10.33623/0579-9406-2022-3-3-16.
9. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXV (Майкоп). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 308 с.
10. Крашенинников В.А. Эльфидииды миоценовых отложений Подолы // Труды ГИН. 1960. Вып. 21.
11. Лаврушин В.Ю., Айдаркожина А., Сокол Э.В. и др. Грязевулканические флюиды Керченско-Таманской области: геохимические реконструкции и региональные тренды. Сообщение 1. Геохимические особенности и генезис грязевулканических вод // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 6. С. 485–512.
12. Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. Изотопный состав кислорода и водорода вод грязевых вулканов Тамани (Россия) и Кахетии (Восточная Грузия) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 2. С. 143–158.
13. Лаврушин В.Ю., Конф А., Доyle А., Степанец М.И. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 2. С. 147–182.
14. Неогеновая система. Стратиграфия СССР. Полутот П. М.: Недра, 1986. 443 с.
15. Олениченко В.В., Шнюков Е.Ф., Гаськова О.Л. и др. Динамика извержения грязевого вулкана на примере сопки Андрусова (Булганакский грязевулканический очаг, Керченский полуостров) // Доклады академии наук. 2015. Т. 464, № 2. С. 214–219.
16. Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А. Стратиграфия и двусторчатые моллюски олигоцена–нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 256. М.: Наука, 1993. 207 с.
17. Попов С.В., Головина Л.А., Александрова Г.Н. и др. Новые палеонтологические и палеомагнитные данные по олигоцену и миоцену Восточного Паратетиса // Материалы 68 сессии ПО. СПб., 2023.
18. Попов С.В., Табачникова И.П., Банников А.Ф. и др. Лектостратотип майкопской серии по р. Белая выше г. Майкопа (Западное Предкавказье) в его олигоценовой части // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27, № 3. С.70–92.
19. Попов С.В., Табачникова И.П., Пинчук Т.Н. и др. Опорный разрез эоцена р. Белая, Адыгея, Западное Предкавказье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26, № 6. С. 65–79.
20. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. Палеогеновая система. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. С. 101–110.
21. Практическое руководство по микрофауне. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя / Научн. ред. Э.М. Бугрова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 324 с.
22. Рахманов Р.Р. Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании газонефтеносности недр. М.: Недра, 1987. 174 с.
23. Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю. и др. Глубинное строение северо-западного окончания Кавказа по новым геолого-геофизическим данным // Физика Земли. 2020. № 6. С. 48–65. DOI: 10.31857/S0002333720060071.
24. Собисевич А.Л., Горбатилов А.В., Овсяченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетова // Докл. РАН. 2008. Т. 422, № 4. С. 542–546.
25. Субботина Н.Н. Верхнеэоценовые лягениды и булимиды палеогена юга СССР // Труды ВНИГРИ. Нов. серия. 1953. Вып. 69. С. 115–255.
26. Халилов Д.М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962. 325 с.

27. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: распространение и генезис // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. № 4. С. 5–27.
28. Холодов В.Н. О природе грязевых вулканов // Природа. Геология. 2002. № 11. С. 47–58.
29. Шардаров А.Н., Малышек В.Т., Пекло В.П. О корнях грязевых вулканов Таманского полуострова // Геологический сборник. 1962. № 10. С. 53–66.
30. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наукова думка, 1971. 332 с.
31. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области (атлас). Киев: Наукова думка, 1986. 149 с.
32. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев А.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: ЭДМ, 1980. 162 с.
33. Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera / Pearson P.N., Olsson R.K., Huber B.T., Hemleben C., Berggren W.A. (Eds.). Washington D.C.: Cushman Found. Foramin. Res. Spec. Paper № 41. 2006. 513 p.
34. Korecz-Laky I., Nagy-Gellai Á. Foraminiferal fauna from the Oligocene and Miocene in the Börzsöny mountains // Ann. Hungar. Geol. Institute. Vol. LXVIII. 1985. 525 p.
35. Latypova M., Kopaevich L., Bugrova E., Gusev A. Identification of ancient stratigraphical intervals based on studies of foraminiferal tests from clays of the mud volcano Shugo (Taman Peninsula, Russia) // 11 International Cretaceous Symposium, Warszawa, Poland, 2022. Abstract Volume. P. 235–236.
36. Popov S.V., Golovina L.A., Palcu D.V., et al. Neogene Regional Scale of the Eastern Paratethys, Stratigraphy and Paleontological Basis // Paleontological Journal. 2022. Vol. 56, № 12. P. 1557–1720.
37. Speijer R.P., Pálfi H., Hollis C.J., et al. The Paleogene Period // In: A Geologic Time Scale 2020. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg (Eds.). — Elsevier. 2020. Vol. 2. Chapter 28. P. 1087–1140.

Статья поступила в редакцию 15.09.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 550.42

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-44-54

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ГУБЫ БУОР-ХАЯ (МОРЕ ЛАПТЕВЫХ)

Александр Сергеевич Ульянов^{1✉}, Наталья Владимировна Полякова²

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия; uleg85@gmail.com[✉], <https://orcid.org/0000-0003-2230-1069>

² Институт химии ДВО РАН, Владивосток, Россия; nvpolyakova@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6596-9205>

Аннотация. В статье обобщены данные по элементному составу донных отложений и многолетнемерзлых пород из скважин 1D-14, 3D-14 и 1D-15, пробуренных с припайного льда в губе Буор-Хая моря Лаптевых в 2014–2015 гг. По результатам определения процентного содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , Na_2O , K_2O , CaO , MnO , P_2O_5 , Cl , Cr , S , Ni , Cu , Zn , Rb , Sr , Ba , Y , Zr , $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадках были рассчитаны значения индикаторных литохимических модулей и выполнен сравнительный анализ литолого-геохимического состава. Были установлены различия литохимического состава между прибрежными (1D-14 и 3D-14) и относительно отдаленными от суши (1D-15) толщами, объясняемые пространственно-временной изменчивостью потоков осадочного вещества и активности кор выветривания в исследованном районе моря Лаптевых. Основываясь на геологическом строении, полученные данные по литохимическому составу талых и многолетнемерзлых отложений позволили заключить, что основой петрофунда толщ вероятнее всего являются осадочные горные породы Хараулахского хребта Верхоянской горной системы, соответствующие песчаникам, алевролитам и аргиллитам. Вклад магматических и метаморфических горных пород в поставку осадочного вещества во вскрытых бурением толщах незначителен и носит подчиненный характер.

Ключевые слова: Арктика, донные отложения, подводная мерзлота, элементный состав, литохимические модули, факторный анализ

Для цитирования: Ульянов А.С., Полякова Н.В. Характеристика элементного состава донных отложений и многолетнемерзлых пород губы Буор-хая (море Лаптевых) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 44–54.

ELEMENTAL COMPOSITION OF BOTTOM SEDIMENTS AND PERMAFROST DEPOSITS FROM THE BUOR-KHAYA BAY (LAPTEV SEA)

Aleksandr S. Ulyantsev^{1✉}, Natalya V. Polyakova²

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; uleg85@gmail.com[✉], <https://orcid.org/0000-0003-2230-1069>

² Institute of Chemistry, Far Eastern Branch of the RAS, Vladivostok, Russia; nvpolyakova@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6596-9205>

Abstract. The paper summarizes data on the lithological and elemental composition of bottom sediments and permafrost from boreholes 1D-14, 3D-14 and 1D-15 drilled in Buor-Khaya Bay in 2014–2015. Based on the results of determining the percentage content of SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , Na_2O , K_2O , CaO , MnO , P_2O_5 , Cl , Cr , S , Ni , Cu , Zn , Rb , Sr , Ba , Y , Zr , organic carbon in sediments, lithochemical modules values were calculated and comparative analysis of the lithological and geochemical composition was performed. Principal differences between near-continental (1D-14 and 3D-14) and relatively distant from land (1D-15) strata were established, which is explained by spatial and temporal variability in sedimentary fluxes and weathering crust activity in the studied area of the Laptev Sea. The results of the study allowed to conclude that the basis of the petrofund of the studied deposits are most likely sedimentary rocks of the Kharaulakh ridge of the Verkhoyansk mountain system (sandstones, siltstones and mudstones). The contribution of igneous and metamorphic rocks to the sedimentary supply in the strata uncovered by drilling was insignificant.

Keywords: Arctic, bottom sediments, subsea permafrost, elemental composition, lithochemical modules, factor analysis

For citation: Ulyantsev A.S., Polyakova N.V. Elemental composition of bottom sediments and permafrost deposits from the Buor-Khaya Bay (Laptev Sea). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 44–54. (In Russ.).

Введение. Прибрежно-шельфовая зона Арктики представляет собой сложную природную систему, а в районах ее хозяйственного освоения — природно-техногенную систему, функционирование и эволюция которой определяется геологическими, геофизическими и литолого-геохимическими фак-

торами окружающей среды [Дударев и др., 2016; Лаверов и др., 2013; Опыт..., 2001; Павлидис, Никифоров, 2007; Романкевич, Ветров, 2021; Система..., 2009; Grosse et al., 2007; Kanao et al., 2015; Pease et al., 2014; Stein, Macdonald, 2004; Vetrov, Romankevich, 2004]. Актуальность изучения этой системы дикту-

ется современными изменениями климата, способствующими деградации многолетнемерзлых толщ, термоабразии берегов, дегазации и экзарации морского дна, усилению разгрузки речного и грунтового стока, древнего органического углерода, а также необходимостью прогноза опасных природных и антропогенных явлений на шельфе [Лобковский и др., 2015; Никифоров и др., 2016; Batchelor, Dowdeswell, 2015; Günther et al., 2015; Martens et al., 2020; Schuur et al., 2015; Semiletov et al., 2016; Shakhova et al., 2017; Turetsky et al., 2019; Winterfeld et al., 2018]. Планируемая эксплуатация Северного Морского пути, развитие ресурсодобывающей и транспортно-логистической отрасли, промышленное освоение биологических ресурсов акцентируют внимание на комплексных исследованиях морского дна на шельфе арктических морей России как важнейшего транзитно-логистического элемента в системе связей и коммуникаций.

В настоящее время банк данных по литологическому и геохимическому составу донных осадков арктических морей России активно пополняется [Martens et al., 2021]. Расширение знаний по индикаторным характеристикам природных процессов в Арктике, строению осадочной толщи, происхождению осадочного вещества, потокам в системе «суша–шельф–океан» в условиях климатических колебаний и увеличивающейся антропогенной нагрузки, является актуальной задачей. Целью работы был сравнительный анализ литолого-геохимического состава донных отложений и подводных многолетнемерзлых пород губы Буор-Хая моря Лаптевых и установление преобладающих пород выветривания по комплексу литологических и геохимических данных.

Материалы и методы исследований. Материал для исследования (донные отложения и многолетнемерзлые породы) собран в полярных буровых экспедициях весной 2014 г. и в апреле 2015 г. в губе Буор-Хая [Ульянцев и др., 2020а, 2020б]. Скважины были пробурены с припайного льда в 2014 г. в Ивашкиной лагуне полуострова Быковский (1D-14, глубина воды 3,1 м), вблизи северного мыса о. Муостах (3D-14, глубина воды 2,7 м) и в 2015 г. севернее о. Муостах (1D-15, глубина воды 9,8 м) (рис. 1). Литологическое описание кернов бурения выполнено в лаборатории. Пробы консолидированных многолетнемерзлых пород отбирали с помощью аккумуляторной дрели и стальных коронок, пробы талых отложений отбирали стальным шпателем. Далее пробы замораживали в пластиковых зип-пакетах и хранили в морозильнике при температуре -20°C до проведения лабораторной пробоподготовки и анализов. Литологическое описание и гранулометрические характеристики исследованных кернов приведены в [Ульянцев и др., 2020а, 2020б]. Для выполнения анализов элементного состава пробы осадков были высушены до постоянной массы в течение 48 ч при температуре $+60^{\circ}\text{C}$ и измельчены в планетарной



Рис. 1. Карта-схема района исследования и расположения точек бурения в губе Буор-Хая в 2014 (скважины 1D-14 и 3D-14) и 2015 (скважина 1D-15) годах

мельнице Pulverisette 7 (Fritsch, Германия) в течение 10 мин (700 об/мин).

Анализы концентрации SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , Na_2O , K_2O , CaO , MnO , P_2O_5 , Cl , Cr , S , Ni , Cu , Zn , Rb , Sr , Ba , Y , Zr в 105 пробах выполнены в лаборатории молекулярного и элементного анализа Института химии ДВО РАН на базе ЦКП «Дальневосточный центр структурных исследований». Концентрация элементов была определена методом энергодисперсионного рентгенофлуоресцентного анализа (ЭДРФА) на приборе Shimadzu EDX-800-HS. Образцы для измерений получали путем прессования из измельченных проб таблеток диаметром 20 мм с помощью ручного пресса (давление — 30 МПа, масса пробы — 2 г, связывающий агент — H_3BO_3 в соотношении 1 г образца к 0,5 г наполнителя. Источник возбуждения — рентгеновская трубка с Rh-анодом. Время экспозиции пробы — 100 с в каждом энергетическом канале. Расчет концентрации элементов проводился с помощью программного комплекса прибора по методу фундаментальных параметров. Результаты определения контролировали по стандартным образцам SRM 2702 Inorganics in Marine Sediment и SRM 2703 Sediment for Solid Sampling (Small Sample) Analytical Techniques. Погрешность измерений не превышала 10% для элементов с содержанием выше 1% и 20% для элементов с содержанием ниже 1% в пробе. Статистическая обработка

Таблица 1

Перечень расчетных параметров на основе элементного состава отложений

Название	Обозначение	Формула
Содержание кварца*	Q	$\text{SiO}_2 - 2,55 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$
Гидролизатный модуль	ГМ	$(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/\text{SiO}_2$
Железный модуль	ЖМ	$(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$
Титановый модуль	ТМ	$\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$
Алюмокремниевый модуль	АМ	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$
Фемический модуль	ФМ	$(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$

Примечание. * — рассчитано в условиях отсутствия биогенного опада по [Левитан, 1998].

результатов (факторный анализ и метод главных компонент) проведена с использованием программного пакета XLSTAT Premium v2016.02.

На основе полученных данных были рассчитаны процентное содержание кварца (Q) и величины литохимических модулей, отражающих состав и генезис осадочных пород [Юдович, Кетрис, 2000], которые явились источником дисперсного осадочного вещества исследованных толщ (табл. 1). Гидролизатный модуль (ГМ) является основой геохимической классификации алюмосиликатных и оксидных осадочных пород и служит для количественной оценки выщелачивания и гидролиза. Величина титанового модуля (ТМ) является характеристикой гипергенных процессов. Железный модуль (ЖМ) отражает соотношение железистых и глиноземистых продуктов гидролиза. Фемический модуль (ФМ) позволяет оценить вклад петрогенных и пирогенных отложений. Алюмокремниевый модуль (АМ) отражает степень глиноземистости осадочных пород. Данные по концентрации органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в исследованных пробах взяты из [Ульянцев и др., 2022].

Характеристика района исследований. Исследуемый район бухты Буор-Хая характеризуется равнинным типом рельефа, а ее современная береговая зона была сформирована под действием термоабразии и термокарста в результате среднеголоценовой трансгрессии моря [Charkin et al., 2011; Lantuit et al., 2011; Romanovskii et al., 2000, 2004; Sanchez-Garcia et al., 2014]. Ивашкина лагуна Быковского полуострова представляет собой затопленную морской водой термокарстовую котловину, соединившуюся с морем на границе голоцена и плейстоцена [Morgenstern et al., 2013; Romanovskii et al., 2000], а о. Муостах, расположенный юго-восточнее полуострова, представляет собой разлагающийся останец той же равнины и состоит преимущественно из верхнеплейстоценовых отложений ледового комплекса [Günther et al., 2015].

В геологическом строении исследуемого района принимают участие отложения протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя [Русанов и др., 1967; Слагода, 2004; Большиханов и др., 2013]. Протерозойские отложения представлены алевролитами, песчаниками, доломитами, выходят на поверхность в Хараулахском хребте. К отложениям нижнего палеозоя относятся силурийские известняки и доломиты, выходящие на поверхность вблизи побережья залива Неелова, а также на правом берегу Быковской протоки. Отложения верхнего палеозоя–нижнего мезозоя выходят на поверхность в Хараулахском хребте и в окрестностях п. Тикси. Они объединяются в Верхоянский комплекс, в котором часто чередуются алевролиты, аргиллиты, песчаники и местами встречаются в виде пластов эффузивные горные породы [Куницкий, 1989].

К кайнозойским образованиям относятся отложения палеогена, неогена и четвертичной системы. Палеогеновые отложения представлены надугленосной толщей светло-серых и белых жирных глин; угленосной толщей, в которой чередуются пласты бурого угля с прослойками белой глины, гальки, кварца; подугленосной толщей алевритов. Данные отложения выходят на поверхности в юго-восточной части бухты Тикси и на правом берегу Быковской протоки. Неогеновые отложения выходят на поверхность на о. Сардах и представлены железистыми конгломератами и песчаниками с прослоями рыхлых песков. Отложения четвертичной системы представлены плейстоценовыми галечниками, песками, супесями, суглинками, торфами. Они находятся в многолетнемерзлом состоянии и часто содержат повторно-жильные льды (ледовый комплекс). Широкое распространение отложений ледового комплекса в исследованном районе губы Буор-Хая обуславливает значительный вклад термоабразии в поставку осадочного материала [Charkin et al., 2011; Sanchez-Garcia et al., 2014; Schirrmeister et al., 2017].

Элементные характеристики отложений. Для исследованных буровых профилей выявлено неравномерное по вертикали распределение содержания элементов и оксидов (табл. 2; рис. 2; 3; 4). Для скважин 1D-14 и 3D-14, пробуренных в непосредственной близости к берегу, отмечены близкие по величине средние концентрации элементов (рис. 2; 3), что указывает на генетическое родство отложений из этих скважин. Отложения скважины 1D-15, пробуренной в 10 км северо-восточнее от северного мыса о. Муостах и в 19 км от мыса Муостах п-ва Быковский, отличаются пониженным средним вкладом Fe_2O_3 , TiO_2 и MnO и повышенным Na_2O . Также наблюдается тренд уменьшения содержания Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 и увеличения содержания SiO_2 с глубиной, который согласуется с изменчивостью вклада кварца и песчаной фракции (рис. 4).

В табл. 3 представлена корреляционная матрица процентного вклада проанализированных элементов. Концентрация SiO_2 обратно коррелирует

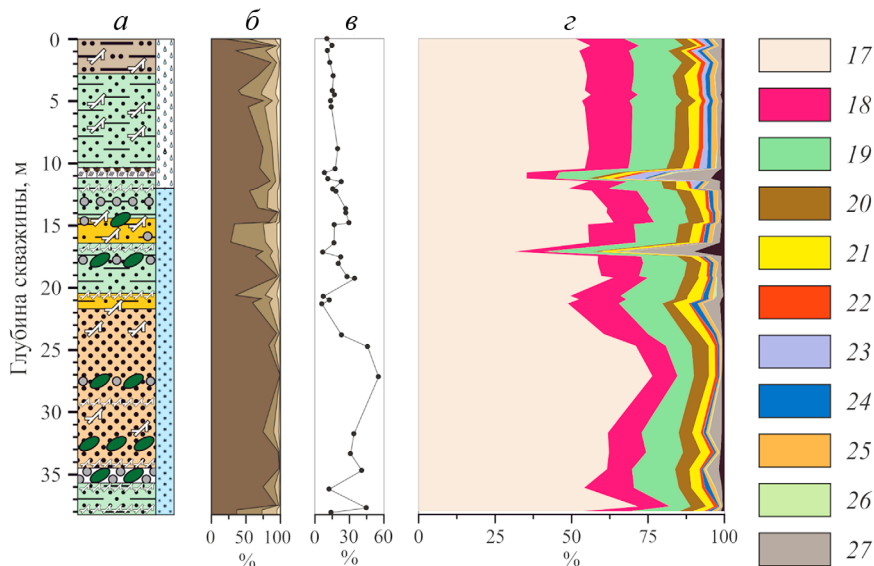


Рис. 2. Литологическое описание (а), гранулометрический состав (б), расчетная концентрация кварца (в) и распределение процентного содержания химических элементов (з) в отложениях скважины 1D-14. 1 — ил алеврито-песчаный; 2 — песок пелитово-алевритовый; 3 — алеврит песчаный; 4 — песок; 5 — песок гравелистый; 6 — древесные остатки; 7 — слой почвенно-растительный; 8 — слой древесных остатков; 9 — гравий; 10 — галька; 11 — талые отложения; 12 — мерзлые отложения; 13 — фракция >63 мкм; 14 — фракция 10–63 мкм; 15 — фракция 2–10 мкм; 16 — фракция <2 мкм; 17 — SiO₂; 18 — Al₂O₃; 19 — Fe₂O₃; 20 — K₂O; 21 — CaO; 22 — Na₂O; 23 — Cl; 24 — MgO; 25 — TiO₂; 26 — S; 27 — C_{орг}; 28 — P₂O₅ + Cr + Ni + Cu + Zn + Rb + Sr + Ba + Y + Zr

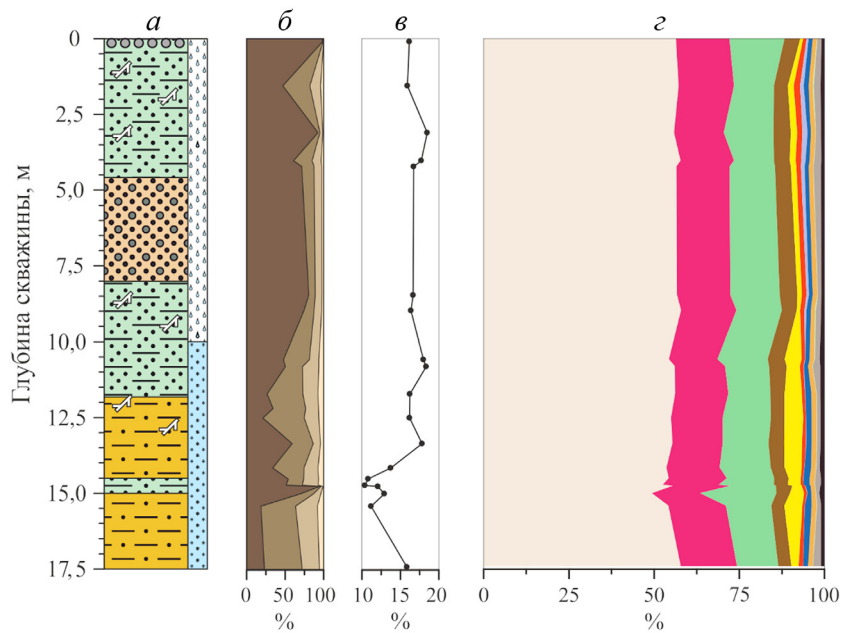


Рис. 3. Литологическое описание (а), гранулометрический состав (б), расчетная концентрация кварца (в) и распределение процентного содержания химических элементов (з) в отложениях скважины 3D-14. Условные обозначения см. рис. 2

с Fe₂O₃ ($r=-0,77$), TiO₂ ($r=-0,65$), MgO ($r=-0,53$), CaO ($r=-0,60$), MnO ($r=-0,57$), P₂O₅ ($r=-0,67$), Ni ($r=-0,58$), Zn ($r=-0,70$), Y ($r=-0,65$), а также C_{орг} ($r=-0,70$). Подобная корреляция отражает доминирующий вклад кварцевых и/или полевошпатово-кварцевых песков в исследованные толщи и концентрирование вышеуказанных элементов и оксидов в алевритах и пелитах, что также подтверждается результатами факторного анализа. Также сказыва-

ется массовое вытеснение кремнием остальных компонентов. Для Na₂O также отмечена отрицательная корреляция с Fe₂O₃, CaO, MnO, Ni, Zn, Y, Rb, Ba, что, скорее всего, является следствием засоления оттаявших толщ отложений и концентрированием морской соли в песчаных отложениях [Ulyantsev et al., 2022]. Из всех проанализированных элементов Al₂O₃ прямо коррелирует только с MgO ($r=0,75$), что, вероятнее всего, отражает роль слюды как носителя

Таблица 2

Интервалы и средние значения измеренных концентраций элементов (в %) в донных отложениях скважин 1D-14, 3D-14 и 1D-15

Скважина Компонент	1D-14 (n = 38)	3D-14 (n = 19)	1D-15 (n = 48)
SiO ₂	<u>35,6–76,5</u> 56,1	<u>49,4–58,0</u> 55,5	<u>48,6–74,5</u> 63,1
Al ₂ O ₃	<u>8,26–16,9</u> 13,8	<u>14,3–17,1</u> 15,7	<u>10,6–18,5</u> 15,3
Fe ₂ O ₃	<u>5,33–19,7</u> 13,4	<u>11,7–22,3</u> 14,1	<u>3,69–14,6</u> 8,29
TiO ₂	<u>0,43–1,88</u> 1,26	<u>1,16–1,57</u> 1,38	<u>0,40–1,59</u> 0,97
MgO	<u>0,36–2,40</u> 1,24	<u>1,03–2,11</u> 1,53	<u>0,49–2,14</u> 1,29
Na ₂ O	<u>0,33–2,62</u> 1,25	<u>0,68–1,90</u> 1,15	<u>1,33–2,92</u> 2,08
CaO	<u>1,15–5,31</u> 2,98	<u>0,74–5,40</u> 3,17	<u>0,82–4,75</u> 1,97
K ₂ O	<u>2,73–5,93</u> 4,61	<u>3,93–5,25</u> 4,53	<u>3,42–5,38</u> 4,18
MnO	<u>0,09–0,56</u> 0,22	<u>0,15–0,43</u> 0,24	<u>0,04–0,35</u> 0,13
P ₂ O ₅	<u>0,02–0,12</u> 0,05	<u>0,04–0,08</u> 0,06	<u>0,01–0,08</u> 0,05
Cl	<u>0,01–8,68</u> 0,96	<u>0,02–1,47</u> 0,36	<u>0,19–1,65</u> 0,65

Скважина Компонент	1D-14 (n = 38)	3D-14 (n = 19)	1D-15 (n = 48)
Cr	<u>0,00–0,48</u> 0,12	<u>0,02–0,27</u> 0,11	<u>0,00–0,32</u> 0,04
S	<u>0,08–2,12</u> 0,25	<u>0,06–0,33</u> 0,11	<u>0,03–1,18</u> 0,19
Ni	<u>0,01–0,02</u> 0,01	<u>0,01–0,02</u> 0,01	<u>0,00–0,02</u> 0,01
Cu	<u>0,01–0,04</u> 0,02	<u>0,01–0,02</u> 0,02	<u>0,00–0,03</u> 0,01
Zn	<u>0,01–0,04</u> 0,02	<u>0,02–0,03</u> 0,02	<u>0,01–0,03</u> 0,02
Rb	<u>0,02–0,04</u> 0,03	<u>0,02–0,04</u> 0,03	<u>0,01–0,03</u> 0,02
Sr	<u>0,05–0,17</u> 0,10	<u>0,04–0,15</u> 0,09	<u>0,03–0,14</u> 0,07
Y	<u>0,00–0,01</u> 0,01	<u>0,00–0,01</u> 0,01	<u>0,00–0,01</u> 0,01
Ba	<u>0,08–0,51</u> 0,25	<u>0,13–0,45</u> 0,24	<u>0,04–0,47</u> 0,17
Zr	<u>0,04–0,15</u> 0,06	<u>0,04–0,11</u> 0,07	<u>0,02–0,11</u> 0,04
C _{орг}	<u>0,25–23,1</u> 3,24	<u>0,95–2,33</u> 1,50	<u>0,04–15,2</u> 1,40

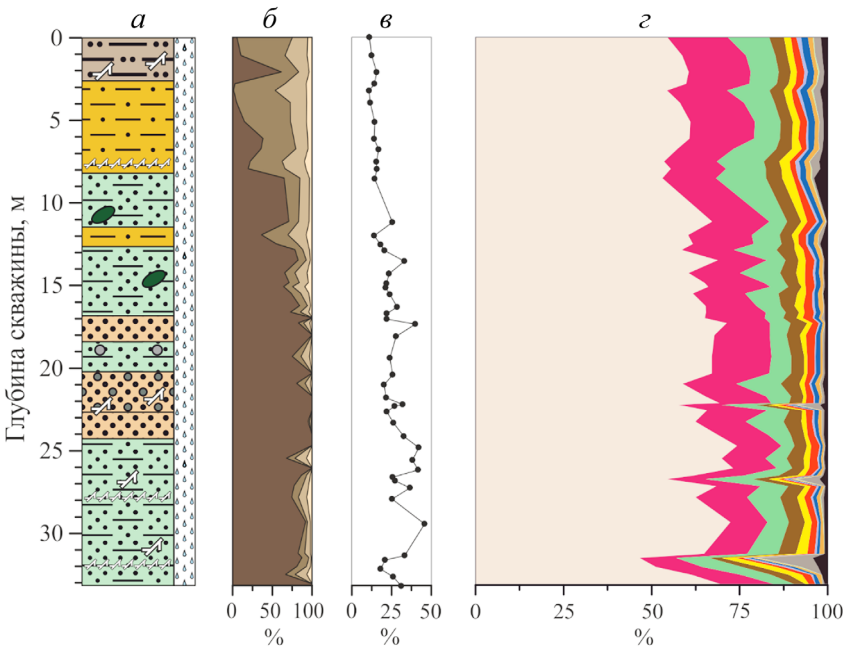


Рис. 4. Литологическое описание (а), гранулометрический состав (б), расчетная концентрация кварца (в) и распределение процентного содержания химических элементов (з) в отложениях скважины 1D-15. Условные обозначения см. рис. 2

Mg. TiO₂ положительно коррелирует с MgO ($r=0,53$), CaO ($r=0,54$), MnO ($r=0,58$), Fe₂O₃ ($r=0,73$), P₂O₅ ($r=0,55$), Ni ($r=0,52$), Zn ($r=0,75$), Rb ($r=0,58$), Y ($r=0,78$), Zr ($r=0,68$), что указывает на концентрирование этих элементов преимущественно в акцессорных минералах, а прямая корреляция Fe₂O₃–TiO₂ указывает на присутствие титана преимущественно в составе ильменита и лейкоксена. С Fe₂O₃ и MnO положительно коррелируют CaO, TiO₂, Ni, Cu, Zn, Rb, Y.

Факторный анализ позволил выделить характерные литолого-геохимические ассоциации (табл. 4). Для первого фактора (F1) с объясняемой дисперсией 43,8% значительная отрицательная нагрузка приходится на Na₂O и SiO₂, тогда как значимые положительные ($> 0,5$) нагрузки отмечены для большинства компонентов: CaO, TiO₂, Cr, MnO, Fe₂O₃, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Ba, Zr. Такая картина объясняется концентрированием SiO₂ в песчаной

Таблица 3

Корреляционная матрица Пирсона концентраций химических элементов, измеренных в донных отложениях скважин 1D-14, 3D-14 и 1D-15 (n=105)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	Na ₂ O	Cl	MgO	TiO ₂	S	P ₂ O ₅	Cr	MnO	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Ba	Zr	C _{орг}
SiO ₂	–																					
Al ₂ O ₃	–0,04	–																				
Fe ₂ O ₃	–0,77	–0,01	–																			
K ₂ O	0,17	–0,30	0,25	–																		
CaO	–0,60	–0,20	0,54	0,05	–																	
Na ₂ O	0,37	0,15	–0,71	–0,35	–0,50	–																
Cl	–0,47	–0,19	0,11	–0,14	0,04	0,34	–															
MgO	–0,53	0,74	0,32	–0,46	0,33	–0,13	0,08	–														
TiO ₂	–0,65	0,33	0,73	0,22	0,54	–0,48	0,12	0,53	–													
S	–0,46	–0,29	0,30	–0,17	0,20	0,03	0,43	0,13	–0,02	–												
P ₂ O ₅	–0,67	0,31	0,49	–0,17	0,13	–0,16	0,44	0,48	0,55	0,00	–											
Cr	–0,14	–0,35	0,36	0,48	0,31	–0,42	0,03	–0,20	0,19	0,03	0,08	–										
MnO	–0,57	–0,04	0,73	0,31	0,62	–0,63	–0,12	0,23	0,58	0,12	0,27	0,33	–									
Ni	–0,58	–0,26	0,76	0,32	0,56	–0,72	–0,01	0,09	0,52	0,24	0,29	0,51	0,67	–								
Cu	–0,49	–0,31	0,57	0,38	0,47	–0,48	0,20	–0,04	0,44	0,09	0,27	0,49	0,50	0,58	–							
Zn	–0,70	0,14	0,81	0,24	0,40	–0,59	0,19	0,36	0,75	0,08	0,56	0,37	0,55	0,62	0,70	–						
Rb	–0,40	–0,22	0,75	0,73	0,39	–0,67	0,04	–0,08	0,58	0,03	0,26	0,60	0,63	0,70	0,62	0,70	–					
Sr	–0,25	–0,52	0,41	0,63	0,64	–0,41	0,00	–0,25	0,32	0,15	–0,07	0,57	0,53	0,54	0,57	0,30	0,67	–				
Y	–0,65	–0,07	0,79	0,37	0,62	–0,60	0,11	0,23	0,78	0,14	0,41	0,47	0,67	0,70	0,58	0,74	0,78	0,59	–			
Ba	–0,07	–0,34	0,36	0,59	0,33	–0,51	–0,16	–0,24	0,21	–0,07	–0,05	0,48	0,44	0,46	0,38	0,26	0,64	0,62	0,44	–		
Zr	–0,43	–0,13	0,52	0,35	0,49	–0,31	0,13	0,05	0,68	0,10	0,30	0,32	0,47	0,49	0,46	0,43	0,53	0,56	0,67	0,31	–	
C _{орг}	–0,70	–0,40	0,26	–0,40	0,36	–0,08	0,54	0,10	0,04	0,50	0,38	–0,01	0,17	0,31	0,30	0,21	–0,02	0,11	0,21	–0,09	0,10	–

Примечание. Значимые (p < 0,05) корреляции выделены полужирным.

Таблица 4

Значения факторных нагрузок концентраций химических элементов в донных отложениях скважин 1D-14, 3D-14 и 1D-15

Компонент	F1	F2	F3	F4
MgO	0,204	0,846	–0,214	0,281
Na ₂ O	–0,721	0,141	0,202	–0,101
Al ₂ O ₃	–0,209	–0,564	–0,695	0,131
SiO ₂	–0,773	0,584	–0,153	0,009
P ₂ O ₅	0,451	–0,632	–0,208	–0,322
S	0,232	–0,255	0,679	0,025
K ₂ O	0,431	0,745	–0,253	–0,110
CaO	0,704	–0,080	0,255	0,495
TiO ₂	0,754	–0,320	–0,438	0,228
Cr	0,550	0,462	0,037	–0,307
MnO	0,782	–0,018	–0,054	0,233

Компонент	F1	F2	F3	F4
Fe ₂ O ₃	0,881	–0,230	–0,070	–0,064
Ni	0,832	0,021	0,135	–0,079
Cu	0,754	0,087	0,110	–0,275
Zn	0,805	–0,276	–0,254	–0,297
Rb	0,851	0,321	–0,205	–0,188
Sr	0,704	0,519	0,223	0,228
Y	0,903	–0,049	–0,126	0,087
Ba	0,529	0,577	–0,039	0,004
Zr	0,696	0,035	–0,100	0,326
C _{орг}	0,350	–0,481	0,703	–0,151

Примечание. Полужирным выделены значимые факторные нагрузки.

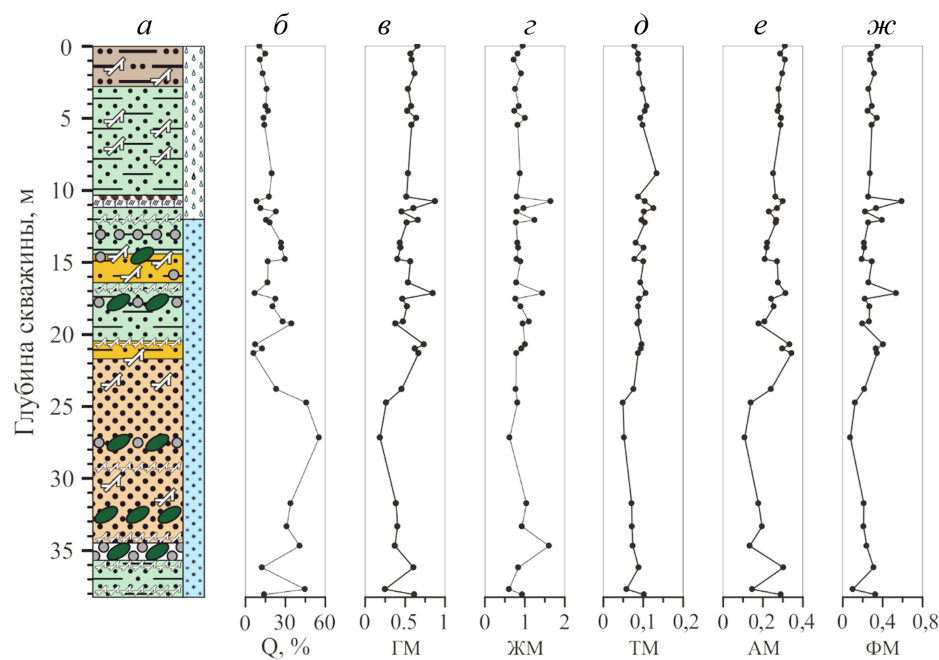


Рис. 5. Литологические данные и вертикальное распределение значений расчетных параметров ядра 1D-14: а — литологическое описание; б — расчетное содержание кварца; в — величина ГМ; г — величина ЖМ; д — величина ТМ; е — величина АК; ж — величина ФМ

фракции, что отражает его обогащение кварцем, подтверждаемое прямой корреляцией SiO_2-Q ($r=0,81$). Остальные элементы, напротив, сконцентрированы преимущественно в тонкозернистых фракциях, в том числе в связанном с минеральной и/или органической матрицей виде. Связь же Na_2O с SiO_2 в нашем случае объясняется засолением талых толщ в результате диффузии $NaCl$ из морской воды [Ульянцев и др., 2018; Ulyantsev et al., 2022].

Второй фактор (F2) объясняет 17,8% дисперсии. Максимальные положительные нагрузки отмечены для SiO_2 , MgO , K_2O , Sr , Ba , отрицательные — для Al_2O_3 и P_2O_5 . Скорее всего это аналитический сигнал полевых шпатов, пироксенов и амфиболов, сосредоточенных в песчаной фракции, а также апатита и слюды, сконцентрированных в более тонких частицах. Для третьего фактора (F3), объясняющего 10,2% дисперсии, положительные нагрузки отмечены для S и S_{org} , отрицательная — для Al_2O_3 . В данном случае сера преимущественно связана с ОВ. Следует отметить, что в случае F2 и F3 для Al_2O_3 отмечены максимальные отрицательные нагрузки, что может быть связано в первом случае с противопоставлением Al_2O_3 песчаной фракции, во втором — ОВ. Вклад четвертого фактора (F4) в объясняемую дисперсию составляет 5,0%, однако значимых нагрузок для него не обнаружено.

Литохимические модули. Как и в случае отдельных элементов и оксидов, в исследованных буровых профилях наблюдаются значительные колебания величины расчетных модулей по вертикали (рис. 5; 6; 7, табл. 5). Отложения скважины 1D-15 отличаются пониженными по сравнению с 1D-14 и 3D-14 средними величинами ГМ, ЖМ, ТМ и ФМ; средние

значения АМ близки. Наименьшая вариабельность значений геохимических модулей отмечена для скважины 3D-14, отложения из которой также отличаются слабой изменчивостью литологических и органо-химических характеристик [Ульянцев и др., 2022; Ulyantsev et al., 2022]. Для всех рассчитанных модулей отмечена взаимная положительная корреляция разной силы.

На основе литохимической классификации, предложенной Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [Юдович, Кетрис, 2000], исследованные отложения отличаются пониженной магнизиальностью ($MgO < 3\%$ во всех пробах) (рис. 8, а). Нормо- и супержеле-

Таблица 5

Интервалы и средние значения расчетного содержания кварца и литохимических модулей в донных отложениях скважин 1D-14, 3D-14 и 1D-15

Скважина \ Параметр	1D-14 (n=38)	3D-14 (n=19)	1D-15 (n=48)
Q, %	<u>6,09–55,4</u> 21,0	<u>10,4–18,5</u> 15,3	<u>11,0–45,7</u> 24,0
ГМ	<u>0,18–0,88</u> 0,53	<u>0,50–0,78</u> 0,57	<u>0,23–0,59</u> 0,40
ЖМ	<u>0,61–1,65</u> 0,92	<u>0,68–1,46</u> 0,84	<u>0,28–1,15</u> 0,53
ТМ	<u>0,05–0,13</u> 0,09	<u>0,07–0,10</u> 0,09	<u>0,03–0,11</u> 0,06
АМ	<u>0,11–0,34</u> 0,25	<u>0,26–0,31</u> 0,28	<u>0,15–0,31</u> 0,25
ФМ	<u>0,08–0,59</u> 0,28	<u>0,23–0,49</u> 0,29	<u>0,06–0,30</u> 0,16

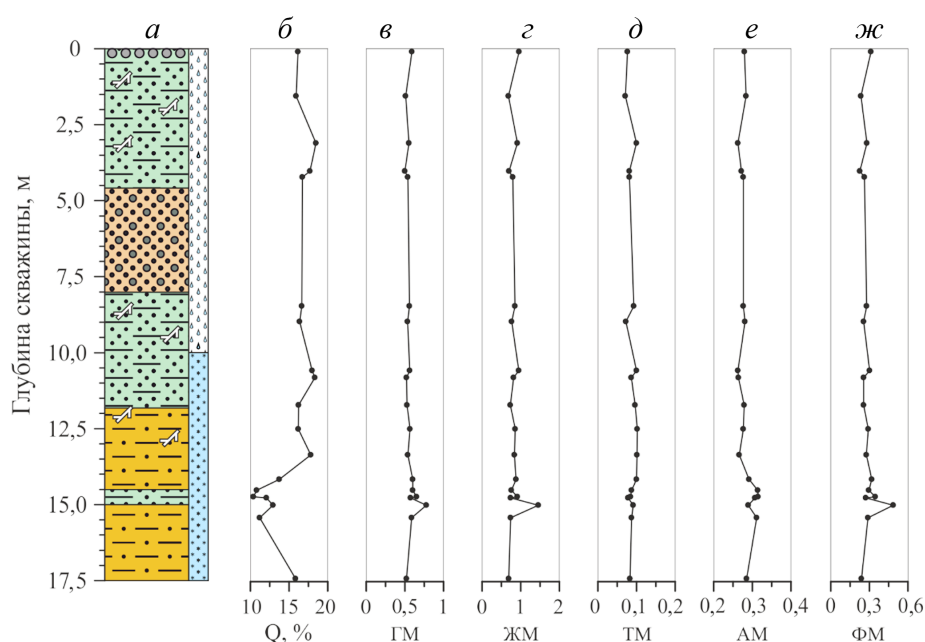


Рис. 6. Литологические данные и вертикальное распределение значений расчетных параметров ядра 3D-14: а — литологическое описание; б — расчетное содержание кварца; в — величина ГМ; г — величина ЖМ; д — величина ТМ; е — величина АК; ж — величина ФМ

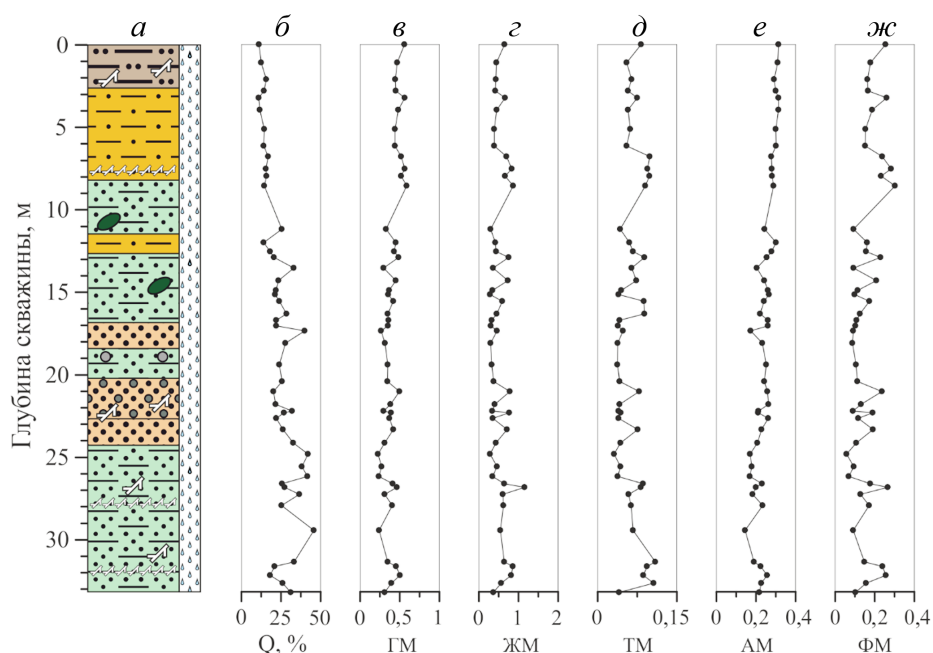


Рис. 7. Литологические данные и вертикальное распределение значений расчетных параметров ядра 1D-15: а — литологическое описание; б — расчетное содержание кварца; в — величина ГМ; г — величина ЖМ; д — величина ТМ; е — величина АК; ж — величина ФМ

зистыми в значительной степени представлены отложения и многолетнемерзлые породы скважин 1D-14 и 3D-14, пробуренных близ берега, тогда как отложения скважины 1D-15 отличаются пониженной железистостью. Следует полагать, что столь широкий диапазон значений ГМ и ЖМ является следствием полимиктовости отложений. Тем не менее, значительная доля исследованных отложений, в подавляющем большинстве норможелезистых, указывает на обогащение вскрытых бурением толщ обломками осадочных пород.

По величине ТМ исследуемые отложения отличаются незначительными колебаниями и относятся к стандарту нормотитанистых, в большинстве соответствующих среднему составу осадочных пород [Юдович и др., 2018]. В единичных случаях, они переходят к супертитанистым (рис. 8, б), свойственным, например, метабазитам, отвечающим основным метаморфизованным породам. Меньшие ($< 0,06$) значения ТМ, как правило, свойственны алевролитам, аргиллитам и глинистым сланцам. В целом, повышенная титанистость осадочного вещества

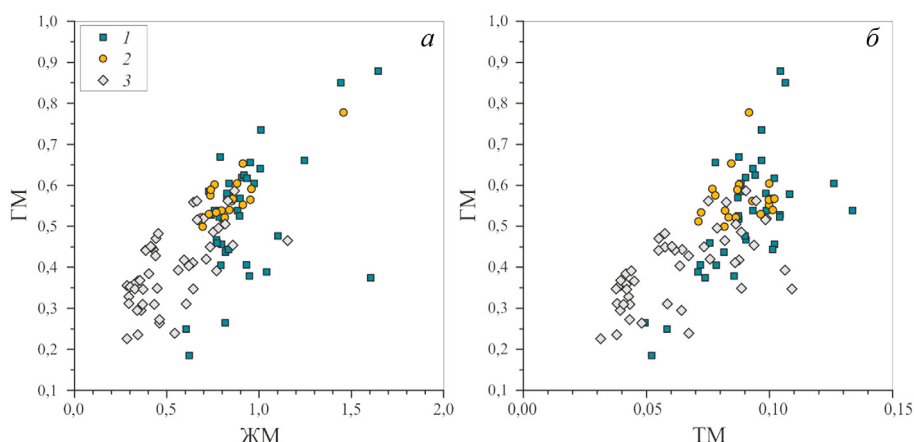


Рис. 8. Модульные диаграммы ГМ-ЖМ (а) и ГМ-ТМ (б). 1 — пробы из скважины 1D-14; 2 — пробы из скважины 3D-14; 3 — пробы из скважины 1D-15

отложений скважин 1D-14 и 3D-14 ($TM_{cp}=0,09$) по сравнению с 1D-15 ($TM_{cp}=0,06$) отражает поставку в приконтинентальные толщи больших количеств обломков аргиллитов и алевролитов. Наблюдаемая положительная корреляция величины ЖМ с ТМ ($r=0,68$) и ФМ ($r=0,85$), отражающая «эндогенную» связь в триаде Fe-Ti-Mg, свойственна петрогенным отложениям. В свою очередь, положительная корреляция ТМ с ГМ ($r=0,70$) и ФМ ($r=0,73$) также отражает связь Ti с Fe и Mg в магматическом процессе.

По величине ФМ исследованные отложения характеризуются нормальной фемичностью, ряд образцов из скважин 1D-14 и 3D-14 являются гипофемичными (рис. 9, а). Повышенные относительно океанских кремнистых отложений значения ФМ и положительная корреляция в парах ГМ-ФМ ($r=0,96$) и ТМ-ФМ ($r=0,73$) могут быть следствием присутствия в составе изученных отложений обломков вулканогенно-осадочных пород, что также подтверждается положительной корреляцией Ti с Mg ($r=0,53$) и Fe ($r=0,73$). Однако их вклад, по-видимому, носит подчиненный характер. Средняя величина АМ по трем исследованным профилям примерно одинакова и соответствует нормоглиноземистым осадкам (рис. 9, б), что соответствует среднему составу осадочных горных пород континентов [Ронов и др., 1990]. Величина АМ в исследованных осадках обратно коррелирует с расчетной концентрацией кварца ($r=-0,98$)

и содержанием SiO_2 ($r=-0,69$), что, вероятно, вызвано динамической дифференциацией слагающего вскрытые бурением толщи осадочного вещества. На колебания АМ могут оказывать влияние и другие факторы. Например, пониженные значения АМ могут отражать практически полное отсутствие в исследованных отложениях гидрослюды, а также являются аналитическим сигналом полевых шпатов [Юдович и др., 1984].

Закключение. Основываясь на геологическом строении и физико-географических характеристиках исследуемого района бухты Буор-Хая, полученные данные по элементному составу донных отложений и многолетнемерзлых пород позволили заключить, что основой петрофонда вскрытых бурением толщ являются осадочные породы Хараулахского хребта Верхоянской горной системы, а также поступающие с речным стоком Лены продукты термоабразии слагающих ее толщ. В этих толщах отмечено присутствие гравийно-галечных разностей, больших количеств древесных и травянистых остатков, торфа и почв, а их литолого-геохимическая дифференциация связана с пространственно-временной изменчивостью источников и потоков осадочного вещества, среди которых на разных этапах осадконакопления доминировали аллювиальные, термоабразионные и эоловые.

Толщи профилей 1D-14 и 1D-15 сложены преимущественно песками, и определяющим фактором

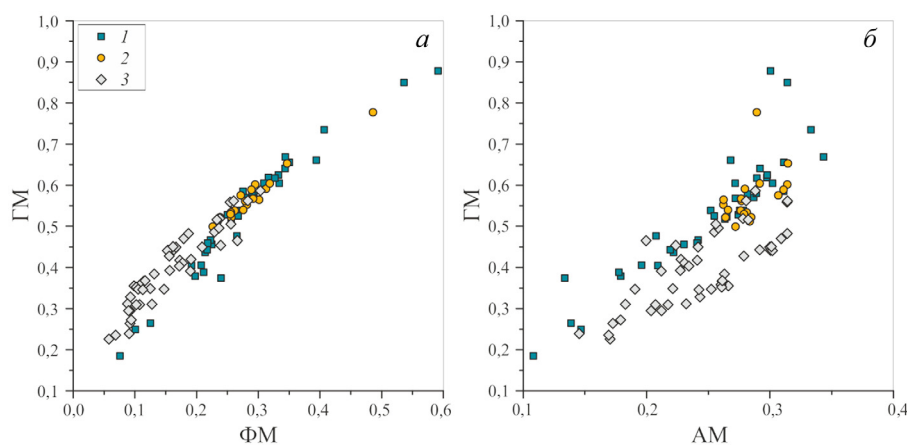


Рис. 9. Модульные диаграммы ГМ-ФМ (а) и ГМ-АМ (б). 1 — пробы керна 1D-14; 2 — пробы керна 3D-14; 3 — пробы керна 1D-15

осадконакопления для них была динамика речного стока. Различия же в этих профилях обусловлены географическим расположением пробуренных скважин. 1D-14 пробурена непосредственно в Ивашкиной лагуне, и массив Быковского полуострова в данном случае служит барьером, снижающим влияние речной разгрузки Лены. 1D-15 в свою очередь пробурена в более открытой части губы Буор-Хая и более подвержена влиянию стока Быковской протоки. Заметное же отличие профиля 3D-14 от двух других заключается в меньшем вкладе песка в осадках и доминировании здесь криогенных сингенетических отложений, основным движущим механизмом накопления которых был эоловый перенос. Тем не менее, отложения скважин 1D-14 и 3D-14, пробуренных в близости к суше, роднит сходная изменчивость элементного состава и значений литохимических модулей, что указывает на единство источников осадочного вещества, из которых основу составили алевролиты и аргиллиты.

В относительной отдаленности от береговой линии в толщах отложений скважины 1D-15 отмечен повышенный вклад SiO_2 и кварца, источником которого являются уже преимущественно

песчаники. По мере осадконакопления здесь наблюдается плавное затухание поставки песчаного материала и постепенный переход к современным субаквальным обстановкам морфолитогенеза. По мере приближения к границе вода-дно хорошо сортированные пески сменяются плохо сортированными алевроито-пелитовыми разностями, и различия в литологическом составе отложений в конечном счете были подтверждены результатами элементного анализа осадков.

Благодарности. Авторы выражают благодарность д.г.н., члену-корреспонденту РАН И.П. Семилетову, д.г.-м.н. О.В. Дудареву, д.г.н. М.Н. Григорьеву, к.г.-м.н. В.Е. Тумскому и членам команды Тиксинской Гидрографической базы за организацию проведенных экспедиций и возможность участия в них. Авторы признательны д.г.-м.н. М.А. Левитану за плодотворное обсуждение статьи и ценные рекомендации по интерпретации данных.

Финансирование. Химические анализы, расчеты, интерпретация выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 19-77-10044). Обобщение результатов проведено в рамках Государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0019).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Большианов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В. и др. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
2. Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова Н.Е. и др. Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России. Томск: Изд-во ТПУ, 2016. 192 с.
3. Куницкий В.В. Криолитоология низовья Лены. Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1989. 164 с.
4. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель развития арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
5. Левитан М.А. О соотношении основных компонентов вещества в современных и древних океанических осадочных потоках // Докл. РАН, 1998. Т. 359, № 2. С. 220–222.
6. Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Дмитриевский Н.Н. и др. О процессах газовыделения и деградации подводных многолетнемерзлых пород на шельфе моря Лаптевых // Океанология. 2015. Т. 55, № 2. С. 312–320.
7. Никифоров С.Л., Лобковский Л.И., Дмитриевский Н.Н. и др. Ожидаемые геолого-геоморфологические риски по трассе Северного морского пути // Докл. РАН. 2016. Т. 466, № 2. С. 218–220.
8. Опыт системных океанологических исследований в Арктике / Под ред. А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, Е.А. Романкевича. М.: Научный Мир, 2001. 644 с.
9. Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 2007. 455 с.
10. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Углерод в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2021. 352 с.
11. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
12. Русанов Б.С., Бороденкова З.Ф., Гончаров В.Ф. и др. Геоморфология Восточной Якутии. Якутск: Якуткнигоиздат, 1967. 376 с.
13. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Х. Кассенс и др. М.: Изд-во МГУ, 2009. 608 с.
14. Слагода Е.А. Криолитогенные отложения Приморской равнины моря Лаптевых: литология и микроморфология. Тюмень: ИПЦ «Экспресс», 2004. 120 с.
15. Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Дударев О.В. и др. Концентрация, изотопный и элементный состав органического вещества в субаквальных талых и многолетнемерзлых отложениях губы Буор-Хая // Океанология. 2022. Т. 62, № 4. С. 564–577.
16. Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Дударев О.В. и др. Литолого-геохимическая характеристика морфолитогенеза в губе Буор-Хая // Океанология. 2020а. Т. 60, № 3. С. 407–417.
17. Ульянцев А.С., Братская С.Ю., Привар Ю.О. Гранулометрические характеристики донных отложений губы Буор-Хая // Океанология. 2020б. Т. 60, № 3. С. 452–465.
18. Ульянцев А.С., Полякова Н.В., Братская С.Ю. и др. Таяние подводных многолетнемерзлых отложений как фактор изменения их элементного состава // Докл. РАН. 2018. Т. 483, № 3. С. 326–330.
19. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литогеохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
20. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. и др. Петрохимическая диагностика вулканогенных продуктов в черносланцевых отложениях Пай-Хоя // Геохимия. 1984. № 6. С. 868–882.
21. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. 432 с.
22. Batchelor C.L., Dowdeswell J.A. Ice-sheet grounding-zone wedges (GZWs) on high-latitude continental margins // Marine Geology. 2015. Vol. 363. P. 65–92.

23. Charkin A.N., Dudarev O.V., Semiletov I.P., et al. Seasonal and interannual variability of sedimentation and organic matter distribution in the Buor-Khaya Gulf: the primary recipient of input from Lena River and coastal erosion in the southeast Laptev Sea // *Biogeosciences*. 2011. Vol. 8. P. 2581–2594.
24. Grosse G., Schirrmeister L., Siegert C., et al. Geological and geomorphological evolution of a sedimentary periglacial landscape in Northeast Siberia during the Late Quaternary // *Geomorphology*. 2007. Vol. 86. P. 25–51.
25. Günther F., Overduin P.P., Yakshina I.A., et al. Observing Muostakh disappear: permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // *The Cryosphere*. 2015. Vol. 9. P. 151–178.
26. Kanao M., Suvorov V.D., Toda S., et al. Seismicity, structure and tectonics in the Arctic region // *Geoscience Frontiers*. 2015. Vol. 6 (5). P. 665–677.
27. Lantuit H., Atkinson D., Overduin P.P., et al. Coastal erosion dynamics on the permafrost-dominated Bykovsky Peninsula, north Siberia, 1951–2006 // *Polar Research*. 2011. Vol. 30. P. 7341.
28. Martens J., Romankevich E., Semiletov I., et al. CASCADE — The Circum-Arctic Sediment Carbon Database // *Earth Syst. Sci. Data*. 2021. Vol. 13. P. 2561–2572.
29. Martens J., Wild B., Muschitiello F., et al. Remobilization of dormant carbon from Siberian-Arctic permafrost during three past warming events // *Science Advances*. 2020. Vol. 6, № 42. eabb6546.
30. Morgenstern A., Ulrich M., Günther F., et al. Evolution of thermokarst in East Siberian ice-rich permafrost: A case study // *Geomorphology*. 2013. Vol. 201. P. 363–379.
31. Pease V., Drachev S., Stephenson R., et al. Arctic lithosphere — a review // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 628. P. 1–25.
32. Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V., et al. Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands // *Quaternary Science Reviews*. 2004. Vol. 23. P. 1359–1369.
33. Romanovskii N.N., Hubberten H.-W., Gavrilov A.V., et al. Thermokarst and land-ocean interactions, Laptev Sea Region, Russia // *Permafrost and Periglac. Process*. 2000. Vol. 11. P. 137–152.
34. Sanchez-Garcia L., Vonk J.E., Charkin A.N., et al. Characterization of three regimes of collapsing Arctic Ice Complex deposits on the SE Laptev Sea coast using biomarkers and dual carbon isotopes // *Permafrost and Periglac. Process*. 2014. Vol. 25. P. 172–183.
35. Schirrmeister L., Schwamborn G., Overduin P.P., et al. Yedoma Ice Complex of the Buor Khaya Peninsula (southern Laptev Sea) // *Biogeosciences*. 2017. Vol. 14. P. 1261–1283.
36. Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schädel C., et al. Climate change and the permafrost carbon feedback // *Nature*. 2015. Vol. 520. P. 171–179.
37. Semiletov I., Pipko I., Gustafsson Ö., et al. Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon // *Nature Geoscience*. 2016. Vol. 9. P. 361–365.
38. Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O., et al. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf // *Nature Communications*. 2017. Vol. 8. P. 15872.
39. Stein R., Macdonald R.W. The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. Berlin: Springer, 2004. 363 p.
40. Turetsky M.R., Abbott B.W., Jones M.C., et al. Permafrost collapse is accelerating carbon release // *Nature*. 2019. Vol. 569. P. 32–34.
41. Ulyantsev A., Polyakova N., Trukhin I., et al. Peculiarities of Pore Water Ionic Composition in the Bottom Sediments and Subsea Permafrost: A Case Study in the Buor-Khaya Bay // *Geosciences*. 2022. Vol. 12. P. 49.
42. Vetrov A.A., Romankevich E.A. Carbon cycle in the Russian Arctic Seas. Berlin: Springer — Verlag, 2004. 331 p.
43. Winterfeld M., Mollenhauer G., Dumann W., et al. Deglacial mobilization of pre-aged terrestrial carbon from degrading permafrost // *Nature Communications*. 2018. Vol. 9. P. 3666.

Статья поступила в редакцию 28.06.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 550.8.01; 550.85

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-55-66

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В ЭОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ПЛАТО ВОРИНГ (НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ) В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ ИХ НАКОПЛЕНИЯ

Кирилл Владимирович Сыромятников¹, Руслан Рустемович Габдуллин^{2✉}, Михаил Аркадьевич Левитан³

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/my-orcid?orcid=0000-0001-8798-4425>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; gabdullin@fgp.msu.ru[✉], <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; m-levitan@gmail.com

Аннотация. В статье с помощью одномерного регрессионного анализа распределения содержаний Fe, Mn, отношения Mn/Fe и концентрации C_{org} , а также плотности морских осадков по глубине в разрезах изученных скважин, пробуренных на плато Воринг, была исследована степень интенсивности диагенетических преобразований. В результате получены количественные параметры процессов диагенеза в эоцен — плейстоценовых осадках. Кроме того, на основе данных однофакторного дисперсионного анализа изучена степень интенсивности процессов диагенеза для основных литологических типов осадков плато Воринг.

В итоге было установлено, что помимо перерывов в осадконакоплении, воздействия донных течений и турбидитов степень диагенетических преобразований в эоцен-плейстоценовых зависела от следующих основных факторов: условий накопления осадков; их литологического состава; количества органического углерода, входящего в состав эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг.

Ключевые слова: диагенетические преобразования морских осадков, эоцен-плейстоцен, условия осадконакопления, плато Воринг, регрессионный анализ, дисперсионный анализ

Для цитирования: Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р., Левитан М.А. Количественные параметры диагенетических преобразований в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг (Норвежское море) в зависимости от условий их накопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 55–66.

QUANTIFICATION OF DIAGENETIC TRANSFORMATIONS IN EOCENE-PLEISTOCENE SEDIMENTS OF THE VØRING PLATEAU (NORWEGIAN SEA) RELATED TO THEIR ENVIRONMENTS

Kirill V. Syromyatnikov¹, Ruslan R. Gabdullin^{2✉}, Mikhail A. Levitan³

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; sykirv@gmail.com

² Lomonosov Moscow State University; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; gabdullin@fgp.msu.ru[✉]

³ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; m-levitan@mail.ru

Abstract. In this article, a univariate regression analysis of Fe, Mn, Mn/Fe and C_{org} distributions and marine sediment densities by depth in sections of studied boreholes drilled on the Vøring Plateau was used to investigate the intensity of diagenetic transformations. As a result, quantitative parameters of diagenesis processes in Eocene-Pleistocene sediments were obtained. In addition, the degree of intensity of diagenesis processes for the main lithological sediment types of the Vøring Plateau was studied on the basis of single-factor analysis of variance data.

As a result, it was found that in addition to hiatuses, the effects of bottom currents and turbidites, the degree of diagenetic transformation in Eocene-Pleistocene sediments depended on the following main factors: sediment accumulation conditions; lithological composition; the amount of organic carbon included in the Eocene-Pleistocene sediments of the Vøring Plateau.

Keywords: diagenetic transformations of marine sediments, Eocene-Pleistocene, conditions of origin, Vøring Plateau, regression analysis, analysis of variance

For citation: Syromyatnikov K.V., Gabdullin R.R., Levitan M.A. Quantification of diagenetic transformations in Eocene-Pleistocene sediments of the Vøring Plateau (Norwegian Sea) related to their environments. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 55–66. (In Russ.).

Введение. В последние годы внимание многих геологов привлечено к проблеме закономерности выявляемых изменений качественных и количественных параметров седиментации и постседиментационных преобразований в пространстве и времени. Выяснилось, что одним из важных путей решения этой проблемы является математико-статистический подход. В частности, авторы данной статьи применили его для изучения верхнеплиоценовых отложений Индийского океана [Сыромятников, Левитан, 2021], распределения $C_{орг}$ в осадках Баренцева моря, гранулометрии и химического состава современных отложений Карского моря [Сыромятников, Габдуллин, 2022]. Исследования, посвященные изучению диагенеза в морских осадках, важны не только в теоретическом, но и в практическом отношении. При этом особого внимания заслуживает анализ диагенетических преобразований морских отложений с учетом меняющихся условий осадконакопления, которые обуславливают формирование определенных литологических типов осадков разного состава и генезиса. В результате смены обстановок осадконакопления диагенетические процессы могут протекать с разной степенью интенсивности, как это было показано М.А. Левитаном [1980] при изучении постседиментационных преобразований в основных типах океанских отложений.

В статье мы исследовали распределение ряда геохимических индикаторов диагенеза: содержания Mn и Fe, отношения Mn/Fe, концентрации $C_{орг}$ а также плотности в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг (Норвежское море) из кернов скважин глубоководного бурения [Talwani, Udintsev et al., 1976]. Эти же параметры были использованы при анализе изменения условий седиментации.

Наиболее подробно процессы осадконакопления на плато Воринг описаны в работах [Левитан и др., 2005, 2007; Bischof, 2000; Dahlgren et al., 2003; Dowdeswell et al., 2022; Hebbeln et al., 1998; Henrich, 1989; Sarnthein et al., 2003]. Следует отметить, что диагенетические преобразования в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг остаются слабо изученными. В основном исследовался диагенез органического вещества в миоценовых осадках [Hjelstuen et al., 1997]. Кроме того, на основе анализа полученных данных глубоководного бурения [Morris, 1976] отмечалось, что диагенез в миоценовых отложениях более интенсивен, чем в осадках плейстоцена. При этом количественных данных, характеризующих процессы диагенеза в осадках плато Воринг, получено не было.

В настоящей статье на основе методов статистического анализа мы рассматриваем степень интенсивности диагенетических преобразований в 4-х разрезах эоцен-плейстоценовых осадков из скважин глубоководного бурения, пробуренных на плато Воринг, акцентируя внимание на основных литологических типах осадков. Следует отметить, что процессы диагенеза, протекающие в разновозрастных

осадках, имеют разную степень интенсивности, что связано наряду с другими факторами с различными условиями их накопления, которые неоднократно могли изменяться в геологической истории. Так, например, в более мелкозернистых осадках, характерных для межледниковий данного региона, процессы диагенеза могли протекать более интенсивно, чем в более грубозернистых осадках ледниковий, и т. д. При исследовании диагенеза в различных морских и океанских обстановках осадконакопления исследователи не всегда располагают достаточно большим количеством исходных данных по химии, минералогии и литологии для его комплексной и детальной оценки. В условиях дефицита данных на помощь приходят методы статистического анализа, которые позволяют провести количественную оценку диагенетических преобразований на основе небольшого количества данных по химии и литологии с построением точных математических моделей.

Материалы и методы исследований. Исходным материалом для написания статьи явились данные, полученные в результате проведения 38 рейса глубоководного бурения [Talwani, Udintsev et al., 1976] (табл. 1) в районе плато Воринг. Как известно, краевое подводное плато Воринг простирается от западной континентальной окраины Норвегии на запад и разделяет восточную часть Норвежского моря на две котловины — Норвежскую и Лофотенскую (рис. 1). Плато Воринг имеет плоскую вершину на глубине около 1300 м. На севере оно граничит с Лофотенской котловиной с глубинами от 2800 до 3200 м, а на юго-западе — с зоной разломов Ян-Майен и Норвежской котловиной с глубинами от 2900 до 3500 м.

Таблица 1

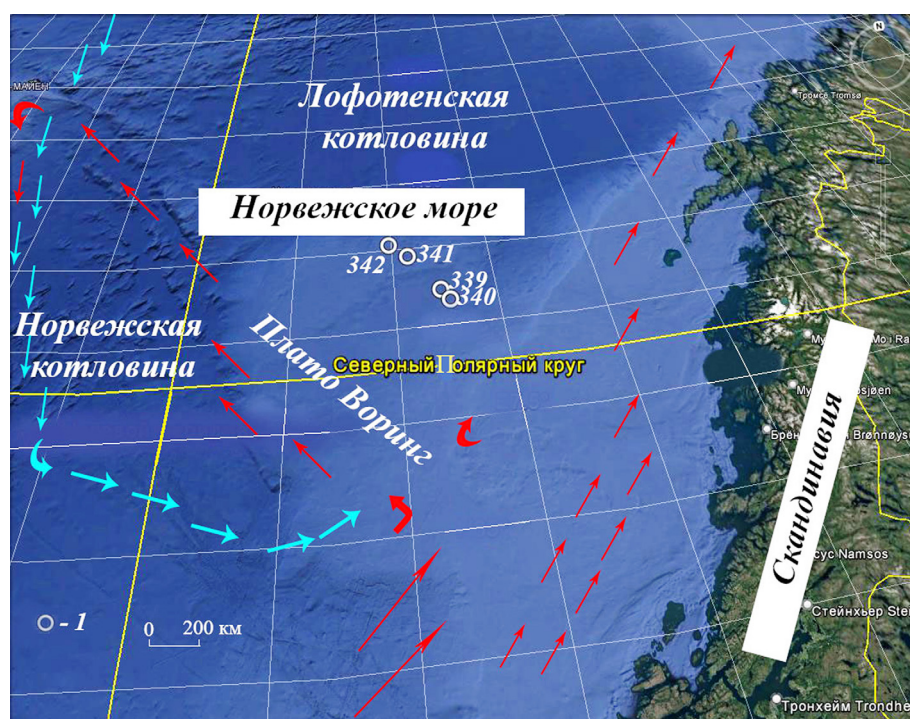
Расположение скважин в пределах исследуемого региона плато Воринг

№ скважины	Координаты	Глубина, м
339	67°12,65'N, 06°17,05' E	1262
340	67°12,47'N, 06°18,38' E	1217
341	67°20,10'N, 06°06,64' E	1439
342	67°57,04'N, 04°56,02' E	1303

Для проведения статистических анализов использовались данные по содержанию Fe, Mn, $C_{орг}$ [Emelyanov et al., 1978], рассчитанное нами отношение Mn/Fe, а также информация по литологическим типам эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг и их плотности в скв. 339, 340, 341 и 342, взятая из отчета по данному рейсу (табл. 2; 3) [Talwani, Udintsev et al., 1976].

Как известно, чувствительными индикаторами раннего диагенеза в осадках являются содержания Fe и Mn, а также отношение Mn/Fe [Геохимия..., 1980; Розанов, 1976; Волков, 1979, 1984; Страхов, 1960; Фролов, 1992; Холодов, 2006, 2020; Naehrer et al., 2013]. Кроме того, распределение Mn/Fe успеш-

Рис. 1. Схематическая карта расположения изученных скважин плато Воринг. Поверхностные течения даны по работам [Blindheim et al., 2004; Slubowska-Woldengen et al., 2008]. Синие стрелки — направления перемещения полярных вод; красные стрелки — теплые течения. 1 — скважины



но применяется при реконструкции содержаний кислорода [Демина и др., 2017; Naeher et al., 2013] с целью изучения окислительно-восстановительных условий среды осадкообразования. В условиях окислительного диагенеза увеличивается содержание Mn и, соответственно, отношение Mn/Fe. В восстановительной обстановке концентрации Mn уменьшаются [Левитан и др., 2014; Демина и др., 2017], а Fe^{3+} восстанавливается до Fe^{2+} .

Статистические анализы с помощью метода одномерного регрессионного и однофакторного дисперсионного анализов были выполнены в программе Statgraphics plus версии 5.

План исследований был следующим: 1) с помощью метода одномерного регрессионного анализа изучить закономерность распределения плотности ρ олигоцен-плейстоценовых осадков по скважине 339 [Talwani, Udintsev et al., 1976] и на основе построенной модели регрессии реконструировать плотность для тех глубин, где она не определялась; 2) сопоставить полученные значения плотности с содержаниями Mn и Fe; 3) выполнить построение моделей регрессии отношения Mn/Fe по разрезу скважин 340 и 342, а также C_{org} по скважине 341 в различных литологических типах эоцен — плейстоценовых осадков плато Воринг; 4) на основании графического анализа с учетом построенных моделей регрессии по распределению Mn, Fe, Mn/Fe, C_{org} плотности осадков и воздействию внешних факторов на процессы осадконакопления оценить степень интенсивности диагенетических преобразований в различных литологических типах эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг.

Результаты исследований и их обсуждение.

В результате применения одномерного регрессионного анализа по распределению плотности по разре-

зу олигоцен-плейстоценовых осадков скважины 339 (табл. 3) обнаружена ее обратная нелинейная взаимосвязь с глубиной с уровнем достоверности 99%. При этом P -value составляет менее 0,01 (рис. 2, а; табл. 4). Коэффициент корреляции равен 0,61. Наряду с этим, коэффициент детерминации R^2 , равный 37,7%, показывает долю изменения плотности по разрезу скважины 339. Кроме того, стандартная ошибка (среднеквадратическое отклонение регрессионных остатков) составляет 0,09. Данная величина объясняет отклонение наблюдаемых значений плотности от предсказываемых значений плотности в полученной модели регрессии.

В результате регрессионного анализа распределения плотности и Fe была обнаружена положительная экспоненциальная взаимосвязь между ними с уровнем достоверности 99%, P -value < 0,01. Коэффициенты корреляции и детерминации данной модели составляют, соответственно, 0,86 и 74,5%. При этом стандартная ошибка равна 0,07 (рис. 2, б; табл. 4).

Наряду с этим установлена положительная корреляционная взаимосвязь между распределением плотности и Mn с уровнем достоверности 99%, P -value < 0,01. Коэффициент корреляции в данной модели регрессии составляет 0,77. Коэффициент детерминации равен 59,1%. Стандартная ошибка равна 0,09 (рис. 2, в; табл. 4).

Рассмотрим распределение Fe по глубине в разрезе скважины 339. Здесь можно наблюдать нелинейную обратную зависимость (рис. 2, г, табл. 4) распределения Fe по глубине, установленную с уровнем достоверности 99%, так как P -value является значительно меньшим, чем 0,01. При этом коэффициент корреляции составляет -0,88. Коэффициент детерминации R^2 , равный 77%, показывает долю из-

Таблица 2

Содержание Fe, Mn и $C_{орг}$ отношение Mn/Fe, в эоцен-плейстоценовых осадках изученных скважин плато Воринг по [Emelyanov et al., 1978]

Образец (интервал, см)	Глубина, м	Fe, %	Mn, %	$C_{орг}$, %	Mn/Fe	Лито- типы
Скважина 339						
2-2, 119–121	10,8	4,400	0,050	0,600	0,011	1
2-2, 140–142	10,9	3,960	0,050	0,450	0,013	1
2-4, 138–141	14,4	3,620	0,050	0,300	0,014	1
3-2, 110–112	20,2	3,860	0,040	0,450	0,010	1
3-3, 138–140	21,9	4,340	0,050	0,390	0,012	1
3, CC	27,0	3,800	0,030	0,340	0,008	1
4-1, 142–144	28,4	4,270	0,080	0,600	0,019	1
4-3, 89–91	31,0	4,270	0,060	0,630	0,014	1
4-4, 17–19	32,0	4,050	0,060	0,810	0,015	1
5-2, 138–140	39,5	3,700	0,050	0,600	0,014	1
6-2, 23–25	47,9	3,550	0,020	0,420	0,006	1
6-4, 85–87	51,6	3,860	0,060	0,540	0,016	1
6, CC	55,5	3,800	0,050	0,750	0,013	1
7-2, 50–52	57,5	3,100	0,030	0,450	0,010	2
7-3, 50–52	59,2	3,190	0,040	0,390	0,013	2
7, CC	65,0	2,080	0,030	0,540	0,014	3
8-4, 10–12	69,9	3,800	0,060	0,510	0,016	4
8-5, 60–62	72,0	3,620	0,040	5,210	0,011	2
10-2, 89–91	86,6	1,220	0,010	0,480	0,008	3
11-1, 100–110	94,7	0,860	0,004	0,780	0,005	3
11, CC	103,0	0,830	0,010	0,370	0,012	3
12-3, 90–92	105,5	0,900	0,009	0,600	0,010	3
12, CC	108,0	0,530	0,007	0,810	0,013	3
Скважина 340						
2-1, 35–37	9,90	3,42	0,04	0,45	0,012	3
2-1, 42–44	10,00	1,60	0,02	0,27	0,013	3
2-1, 140–150	11,10	3,69	0,07	0,45	0,019	3
2, CC	19,00	2,36	0,04	0,24	0,017	3
3-4, 75–77	24,60	1,54	0,02	0,15	0,013	3
3-5, 75–77	26,20	1,85	0,02	0,12	0,011	3
3, CC	28,50	2,69	0,02	0,24	0,007	3
4-2, 75–77	31,00	1,91	0,02	0,18	0,010	3
4, CC	38,00	1,83	0,02	0,18	0,011	3
5-1, 70–72	38,80	2,13	0,01	0,21	0,005	3
5, CC	47,50	1,85	0,02	0,21	0,011	3
6-1, 60–62	48,10	1,06	0,01	0,27	0,009	3
6-2, 60–62	49,90	2,14	0,01	0,24	0,005	3
6, CC	67,00	2,10	0,03	0,24	0,014	3
7-0, 10–12	67,10	2,44	0,02	0,27	0,008	3
7-2, 95–97	59,70	2,27	0,03	0,27	0,013	3
7-5, 95–97	64,40	1,67	0,02	0,12	0,012	3
7, CC	66,50	0,95	0,01	0,15	0,011	3
8-2, 72–74	67,20	1,58	0,01	0,15	0,006	3
8-3, 72–74	70,50	1,76	0,01	0,15	0,006	3
8, CC	76,00	2,91	0,02	0,24	0,007	3
Скважина 341						
9-2, 70–72	78,40	2,16	0,01	0,27	0,005	3
9-4, 70–72	81,50	2,55	0,01	0,27	0,004	3
9-5, 70–72	83,10	2,16	0,01	0,33	0,005	3
9, CC	85,50	2,79	0,01	0,30	0,004	5
10-1, 195–197	86,40	2,88	0,01	0,24	0,003	3
10-4, 50–52	90,80	2,80	0,02	0,33	0,007	3
10-5, 50–52	92,40	2,82	0,01	0,27	0,004	3
10, CC	95,00	2,13	0,05	0,15	0,023	3
11-2, 81–83	97,40	2,91	0,01	0,30	0,003	3
11-5, 81–83	102,20	3,40	0,02	0,18	0,006	3
11-6, 81–83	103,80	2,94	0,01	0,24	0,003	3
11, CC	104,50	3,24	0,03	0,39	0,009	5
4, CC	38,00	3,08	0,03	0,45	0,010	1
5-2, 50	41,00	3,02	0,02	0,96	0,007	6
5, cc	47,50	3,11	0,02	0,66	0,006	3
6, cc	57,00	2,95	0,02	0,90	0,007	3
7, CC	66,50	3,94	0,05	0,78	0,013	1
8, CC	76,00	3,82	0,05	0,84	0,013	1
9, CC	85,50	3,97	0,06	0,36	0,015	1
13, 109–111	90,40	3,89	0,06	0,54	0,015	1
11, CC	99,70	3,97	0,06	0,45	0,015	1
12, CC	105,50	3,99	0,05	0,36	0,013	1
13, CC	114,00	3,92	0,06	0,36	0,015	1
14, CC	123,50	3,76	0,06	0,42	0,016	1
16, CC	171,00	3,72	0,06	0,33	0,016	1
18, CC	209,00	3,81	0,06	0,30	0,016	1
19, CC	228,00	3,92	0,06	0,30	0,015	1
20, CC	247,00	4,42	0,06	0,36	0,014	1
21, CC	266,00	5,08	0,04	0,27	0,008	1
23-3, 10–12	304,10	4,14	0,03	0,66	0,007	1
24, CC	323,00	4,83	0,07	0,18	0,014	1
25, CC	342,00	3,96	0,02	1,20	0,005	2
26-2, 137–139	354,00	1,45	0,04	0,36	0,028	7
26, CC	361,00	3,57	0,02	0,72	0,006	2
27-2, 120–122	373,40	3,98	0,02	0,75	0,005	8
27, CC	380,00	4,13	0,02	0,75	0,005	8
28-2, 100–102	392,20	3,93	0,02	0,54	0,005	8
28, CC	399,00	3,42	0,02	0,75	0,006	8
29-2, 30–32	400,90	3,40	0,02	0,75	0,006	2
29, CC	408,50	3,61	0,20	2,10	0,055	2
30-2, 35–37	410,50	3,89	0,02	1,02	0,005	8
30, CC	418,00	4,04	0,02	0,96	0,005	2
31-2, 68–70	420,30	4,02	0,02	1,20	0,005	2
31, CC	427,50	3,56	0,02	1,20	0,006	2
32-2, 50–52	429,60	3,72	0,02	1,59	0,005	2

Образец (интервал, см)	Глубина, м	Fe, %	Mn, %	C _{орг} , %	Mn/Fe	Лито- типы
32, СС	417,00	3,67	0,02	1,38	0,005	2
33-2, 59–61	439,20	3,59	0,02	2,14	0,006	2
33, СС	446,50	3,42	0,03	1,77	0,009	2
34-2, 59–61	448,70	3,30	0,02	2,46	0,006	2
34-4, 62–64	451,90	4,01	0,03	2,52	0,007	2
34, СС	456,00	3,96	0,02	1,89	0,005	2
Скважина 342						
1-1, 49–51	0,5	4,3	0,08	0,21	0,019	4
1-3, 51, 53	3,5	3,84	0,11	0,24	0,029	4
1, СС	9	4,23	0,08	0,63	0,019	4
2-3, 20, 122	42	4,97	0,08	0,21	0,016	4
2, СС	47	4,86	0,12	0,42	0,025	4
3-1, 89–91	86	6	0,03	0,66	0,005	2

Образец (интервал, см)	Глубина, м	Fe, %	Mn, %	C _{орг} , %	Mn/Fe	Лито- типы
3-3, 119–121	89,6	5,07	0,03	–	0,006	2
3, СС	94,5	3,63	0,03	–	0,008	2
4, СС	132,5	2,5	0,02	–	0,008	5
5-1, 100–102	133,6	2,98	0,02	–	0,007	3
5-1, 100–102	136,7	2,53	0,02	–	0,008	3
5, 4, 100–102	138,3	2,95	0,02	–	0,007	3
5, 5, 100–102	139,9	3,14	0,02	–	0,006	3

Примечание. Литотипы: 1 — алевритово-пелитовый ил ледниково-морского генезиса; 2 — терригенный слабо кремнистый алевритово-пелитовый ил; 3 — диатомовый ил; 4 — доледниковый терригенный алевритово-пелитовый ил; 5 — диатомово-радиоляриево-спикуловый ил; 6 — радиоляриевый ил; 7 — кокколитовый ил; 8 — диатомовый ил.

Таблица 3

Распределение плотности в плейстоцен-олигоценовых осадках плато Воринг по скважине 339 [Talwani, Udintsev et al., 1976]

Образец (интервал, см)	Плотность ρ, г/см ³	Глубина, м
3-2, 130–131	1,72	20,30
3-3, 40–41	1,67	20,90
3-3, 120–121	1,70	21,70
3-3, 150–151	1,72	22,00
3-4, 40–41	1,71	22,40
3-4, 140–141	1,66	23,40
4-2, 30–31	1,54	28,80
4-2, 120–121	1,81	29,70
4-3, 30–31	1,78	29,30
4-4, 30–31	1,92	30,30
4-4, 120–121	1,88	32,70
5-1, 98–99	1,82	37,40
5-2, 30–31	1,94	38,30
5-2, 120–121	1,91	39,20
6-1, 105–106	1,79	47,10
6-2, 62–63	1,34	48,10
6-3, 150–151	1,81	50,50
6-4, 70–71	2,01	51,10
7-2, 44–45	1,29	56,40
7-3, 100–101	1,24	59,50
8-1, 69–70	1,76	65,70
8-2, 40–41	1,77	66,9
8-4, 41–42	1,93	70,00
10-2, 110–111	1,17	86,60
10-3, 80–81	1,21	87,80
12-3, 71–72	1,21	106,70

Образец (интервал, см)	Плотность ρ, г/см ³	Глубина, м
3-2, 130–131	1,72	20,30
3-3, 40–41	1,67	20,90
3-3, 120–121	1,70	21,70
3-3, 150–151	1,72	22,00
3-4, 40–41	1,71	22,40
3-4, 140–141	1,66	23,40
4-2, 30–31	1,54	28,80
4-2, 120–121	1,81	29,70
4-3, 30–31	1,78	29,30
4-4, 30–31	1,92	30,30
4-4, 120–121	1,88	32,70
5-1, 98–99	1,82	37,40
5-2, 30–31	1,94	38,30
5-2, 120–121	1,91	39,20
6-1, 105–106	1,79	47,10
6-2, 62–63	1,34	48,10
6-3, 150–151	1,81	50,50
6-4, 70–71	2,01	51,10
7-2, 44–45	1,29	56,40
7-3, 100–101	1,24	59,50
8-1, 69–70	1,76	65,70
8-2, 40–41	1,77	66,9
8-4, 41–42	1,93	70,00
10-2, 110–111	1,17	86,60
10-3, 80–81	1,21	87,80
12-3, 71–72	1,21	106,70

менения Fe с ростом глубины. В данном случае стандартная ошибка регрессии равна 0.22. В дополнение к этому установлена нелинейная обратная регрессионная зависимость распределения Mn по глубине скважины 339 (рис. 2, д; табл. 4) с коэффициентом корреляции, равным –0,78. Коэффициент детерми-

нации составил 60%, что отражает интенсивность сокращения Mn с глубиной. При этом стандартная ошибка регрессии составляет 0,04. Изучение распределения отношения Mn/Fe по глубине в разрезе скважины 340 позволило обнаружить обратную экспоненциальную зависимость,

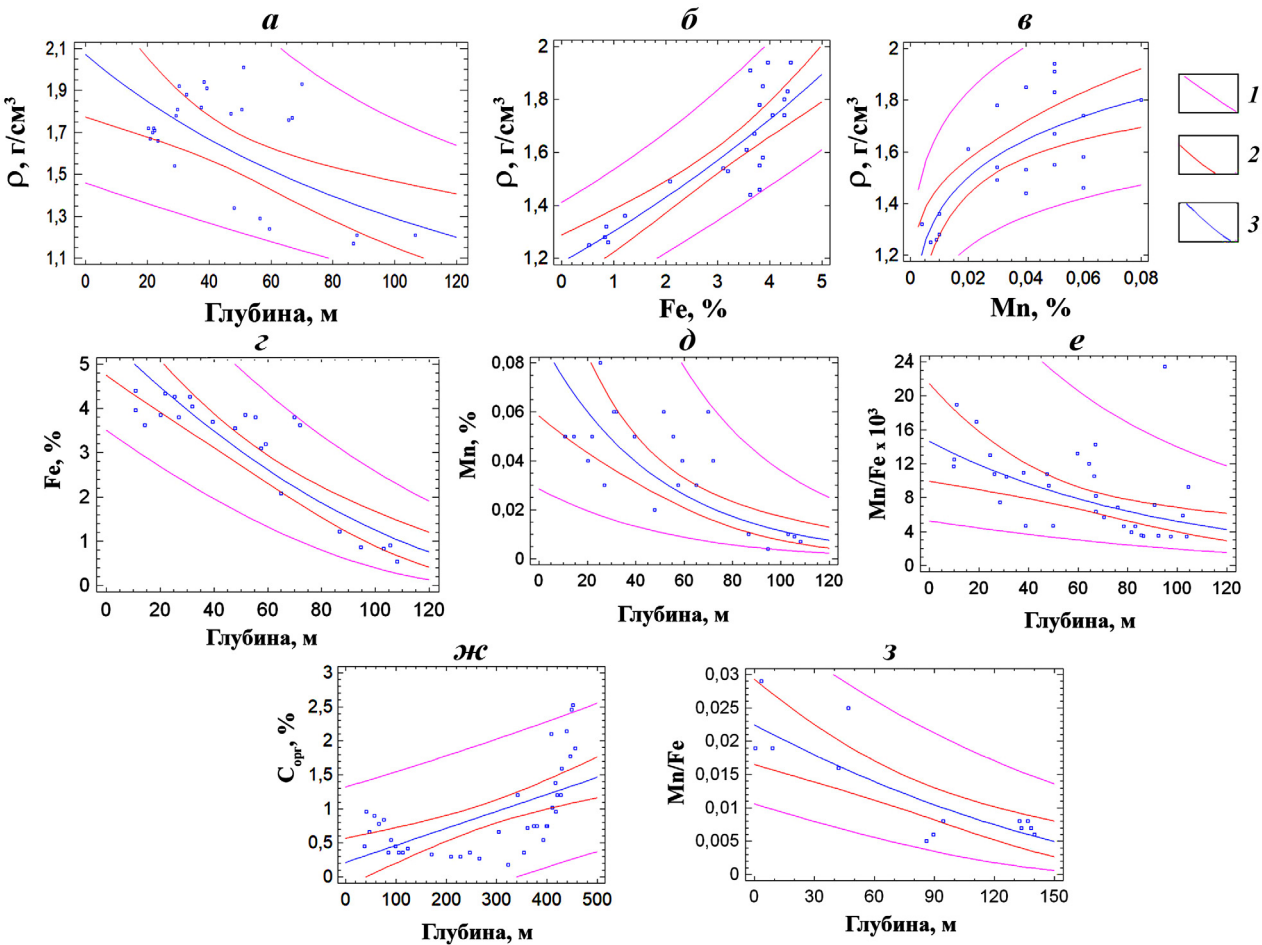


Рис. 2. Результаты регрессионного анализа: а — график обратной нелинейной зависимости распределения плотности ρ (г/см³) по глубине скважины 339; б — график прямой линейной взаимосвязи между распределением плотности ρ (г/см³) и содержанием Fe (%) по скважине 339; в — график прямой нелинейной взаимосвязи между распределением плотности ρ (г/см³) и содержанием Mn (%) по скважине 339; г — график обратной линейной зависимости распределения содержания Fe по глубине скважины 339; д — график обратной линейной зависимости распределения содержания Mn по глубине скважины 339; е — график линейной график нелинейной обратной зависимости распределения отношения Mn/Fe по глубине скважины 340; ж — график прямой линейной зависимости содержания $C_{\text{орг}}$ по глубине скважины 341; з — график обратной нелинейной зависимости распределения отношения Mn/Fe по глубине скважины 342. 1 — доверительный интервал, соответствующий предсказанному значению регрессии; 2 — доверительный интервал для среднего значения предсказанных значений регрессии; 3 — линия регрессии

Таблица 4

Основные данные регрессионного анализа по распределению плотности, Fe, Mn, отношения Fe/Mn и $C_{\text{орг}}$ в эоцен-плейстоценовых осадках изученных скважин плато Воринг

Уравнение регрессии	Количество исследуемых образцов	Коэффициент корреляции R	Коэффициент детерминации R^2 , %	Стандартная ошибка регрессии	P-value
Скв. 339, распределение Fe, %					
$\rho = 1/(0,48 + 0,0029 \cdot H)$	25	0,61	37,7	0,09	0,001
$\rho = \exp(0,17 + 0,094 \cdot \text{Fe})$	22	0,86	74,5	0,07	0,000
$\rho = 2,524 \cdot \text{Mn}^{0,13}$	22	0,77	59,1	0,09	0,000
$\text{Fe} = (2,38 - 0,013 \cdot H)^2$	22	-0,88	77	0,22	0,000
Скв. 339, распределение Mn, %					
$\text{Mn} = (0,27 - 0,002 \cdot H)^2$	22	-0,78	60	0,04	0,000
Скв. 340, распределение Mn/Fe ³⁺					
$\text{Mn/Fe} = \exp(-4,23 - 0,0103 \cdot H)$	32	-0,56	31	0,47	0,001
Скв. 341, распределение Mn/Fe ³⁺					
$C_{\text{орг}} = 0,215 + 0,0025 \cdot H$	38	0,6	36	0,5	0,000
Скв. 342, распределение Mn/Fe ³⁺					
$\text{Mn/Fe} = 0,024 - 0,000135 \cdot H$	12	-0,84	71	0,005	0,000

Примечание: H — глубина в м по скважинам 339, 340, 341 и 342.

которая выражается в сокращении отношения Mn/Fe с глубиной на 31% (рис. 2, е; табл. 4). При этом коэффициент корреляции равен $-0,56$, а стандартная ошибка составила $0,41$. Уровень достоверности данной модели составляет 99%, так как P -value значительно меньше, чем $0,01$ (табл. 4).

Следует отметить, что содержание $C_{\text{орг}}$ по глубине скважины 341 (табл. 4; рис. 2, ж) имеет положительную корреляцию. Здесь наблюдается увеличение содержания $C_{\text{орг}}$ с глубиной на 36%. При этом коэффициент корреляции равен $0,56$. Стандартная ошибка равна $0,5$. Уровень достоверности исходной модели составляет 99%, с учетом значения P -value менее, чем $0,01$.

Наряду с этим изучено распределение отношения Mn/Fe по глубине скважины 342 (табл. 4; рис. 2, з). В результате построена обратная линейная зависимость между распределением отношения Mn/Fe и глубиной. При этом можно рассматривать интенсивное сокращение отношения Mn/Fe с глубиной на 71%. Коэффициент корреляции равен $-0,84$, а стандартная ошибка составляет всего $0,005$. Уровень достоверности данной модели 99%, с учетом P -value менее чем $0,01$.

Следует отметить, что с помощью построенной модели регрессии (табл. 4) были успешно реконструированы значения плотности олигоцен-плейстоценовых осадков на отметках глубин, где плотность не определялась, что позволило сопоставить полученные данные с содержаниями Fe и Mn в разрезе скважины 339 (табл. 5).

Графический анализ распределения Fe, Mn и реконструированных значений плотности по скважине 339 (рис. 3, а) приводит к выводу, что в целом наблюдается уменьшение значений Fe, Mn и плотности (ρ) по глубине. При этом в диатомовых илах наблюдается заметное уменьшение содержания Fe и Mn на отметке глубины 65 м до 2 и 0,03%, соответственно. Далее, вниз по разрезу на глубине 70 м отмечается увеличение содержания Fe до 3,8% и Mn до 0,06% в коричневых доледниковых терригенных алевритово-пелитовых илах. Затем до глубины 108 м в голубовато-серых диатомовых илах происходит резкое уменьшение содержания Fe до 0,53% и Mn до 0,007% [Emelyanov et al., 1978; Talwani, Udintsev et al., 1976].

Уменьшение плотности обусловлено уменьшением содержания терригенного вещества сверху вниз по разрезу, обусловленного сменой условий осадконакопления. Диагенетические преобразования олигоцен-плейстоценовых осадков скважины 339 тесно связаны с историей седиментации в этот период. Здесь намечаются три основных периода осадконакопления [Емельянов и др., 1989; Левитан, 2005; Vogt, 1986]. Первый связан с длительным палеогеновым кремненакоплением (ранний — поздний олигоцен) (рис. 2). В это время пролив Фрама еще не существовал и циркуляция поверхностной водной массы в Норвежско-Гренландском бассейне

Таблица 5

**Распределение плотности, Fe и Mn
в олигоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг
по скважине 339
(на основе данных модели регрессии, табл. 3 и 4)**

Глубина, м	Плотность ρ , г/см ³	Fe, %	Mn, %
11,0	1,94	4,400	0,050
10,9	1,94	3,960	0,050
14,4	1,91	3,620	0,050
20,2	1,85	3,860	0,040
21,9	1,83	4,340	0,050
27,0	1,78	3,800	0,030
28,4	1,80	4,270	0,080
31,0	1,74	4,270	0,060
32,0	1,74	4,050	0,060
39,5	1,67	3,700	0,050
47,9	1,61	3,550	0,020
51,6	1,58	3,860	0,060
55,5	1,55	3,800	0,050
57,5	1,54	3,100	0,030
59,2	1,53	3,190	0,040
65,0	1,49	2,080	0,030
69,9	1,46	3,800	0,060
72,0	1,44	3,620	0,040
86,6	1,36	1,220	0,010
94,7	1,32	0,860	0,004
103,0	1,28	0,830	0,010
105,5	1,26	0,900	0,009
108,0	1,25	0,530	0,007

носила антициклональный характер. В некоторых скважинах миоценовые отложения отсутствуют из-за перерыва в седиментации. К этому времени приурочено начало открытия пролива Фрама. Второй этап развития седиментации — раннеплиоценовый. Для него характерно типичное для апвеллинговых фаций переслаивание диатомовых илов, слабокремнистых диатомовых отложений и доледниковых терригенных алевритово-пелитовых илов. Третий этап (позднеплиоценовый-четвертичный) связан с неотектоническими движениями и оледенением Северного полушария [Knies, 2014]. При этом усилились потоки терригенного материала из Скандинавии и Норвегии на фоне чередования ледниковых и межледниковых стадий. В то же время продолжалось открытие пролива Фрама вплоть до плейстоцена. Норвежское течение на север продолжилось Западно-Шпицбергенским течением. В результате накапливались плейстоценовые алевритово-пелитовые илы ледниково-морского генезиса. Уменьшение плотности вниз по разрезу объясняется не только сменой типа осадков, но и выделением CO_2 и других газов при разложении органического вещества в ходе диагенеза, которые разуплотняли осадки [Усов, 2019].

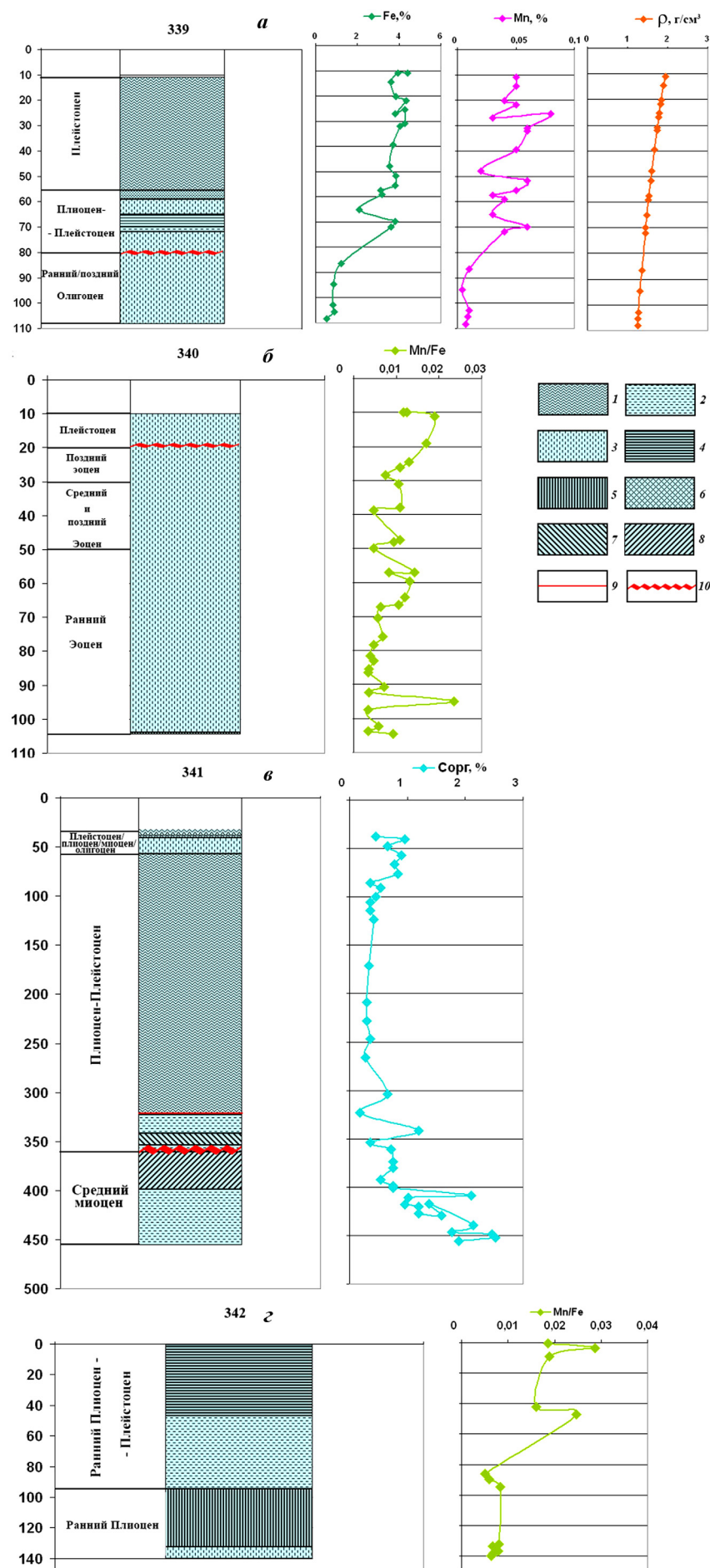


Рис. 3. Распределение основных индикаторов диагенетических преобразований: а — содержания Mn, Fe; б, з — отношения Mn/Fe; в — содержания $C_{орг}$ и плотности в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг. Типы осадков: 1 — алевритово-пелитовый ил ледниково-морского генезиса; 2 — терригенный слабо кремнистый алевритово-пелитовый ил; 3 — диатомовый ил; 4 — доледниковый терригенный алевритово-пелитовый ил; 5 — диатомово-радиоляриево-спикуловый ил; 6 — радиоляриевый ил; 7 — кокколитовый ил; 8 — диатомит; 9 — турбидиты; 10 — перерыв в осадконакоплении

Следует отметить, что в целом намечается уменьшение отношения Mn/Fe с глубиной в диатомовых илах в скважине 340 (рис. 3, б). При этом наблюдается резкое его увеличение на отметке 95 м до 0,023% в желтых диатомовых илах. Это связано с действием донных течений, обогащающих кислородом наддонные воды. При этом характерна смена восстановительного диагенеза окислительным с формированием различных оксигидроксидов, в том числе Fe и Mn.

Рассмотрим распределение $C_{орг}$ по разрезу скважины 341 (рис. 3, в). Здесь от отметки 38 до 76 м от алевритово-пелитовых илов ледниково-морского генезиса до диатомовых илов наблюдаются стабильные значения $C_{орг}$ от 0,5 до 1%. В алевритово-пелитовых илах ледниково-морского генезиса до отметки 266 м значение $C_{орг}$ не превышает 0,4%. Далее вниз по разрезу фиксируется увеличение $C_{орг}$ до 0,7%, а в районе 323 м, где отмечен турбидитовый прослой, происходит уменьшение содержания $C_{орг}$ до 0,18%. В районе 342 м в терригенных слабо кремнистых алевритово-пелитовых илах плиоцена наблюдается резкое увеличение $C_{орг}$ до 1,2%. На уровне перерыва осадконакопления между плиоцен-плейстоценовыми терригенными слабо кремнистыми алевритово-пелитовыми осадками и диатомовыми илами среднемиоценового возраста в районе отметки 354 м фиксируется уменьшение $C_{орг}$ до 0,36%. Далее в терригенных слабо кремнистых алевритово-пелитовых илах среднего миоцена отмечается неравномерное увеличение $C_{орг}$ в диапазоне от 0,5 до 2,5%, что связано с апвеллингом. Заметные сокращения в содержании $C_{орг}$ связаны как с разбавляющей ролью турбидитовых осадков, так и с перерывами в осадконакоплении. Во втором случае восстановительный диагенез сменялся окислительным, что приводило к более интенсивной минерализации органического вещества с выделением CO_2 и других газов.

Величина отношения Mn/Fe по скважине 342 уменьшается с глубиной (рис. 3, г). При этом наблюдается резкое уменьшение отношения Mn/Fe от 0,019 в доледниковых терригенных алевритово-пелитовых илах морского генезиса к терригенным слабо кремнистым илам, в среднем до 0,006. Далее отношение Mn/Fe несколько увеличивается до 0,008 в диатомово-радиоляриево-спикуловых илах и равномерно сокращается к диатомовому илу до 0,007, что объясняется разбавлением Mn биогенным опалом (увеличением содержания Fe?).

Пики резкого колебания величин отношения Mn/Fe по разрезу скважины 342 связаны как с литологическим составом осадков и фациальными условиями их накопления, так и с перерывом в осадконакоплении.

Приведем результаты расчета количественных параметров одномерного регрессионного анализа по распределению плотности, содержаний Fe и Mn, Mn/Fe отношения и концентрации $C_{орг}$ по глубине в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг (табл. 6

и 7). Содержание Fe резко уменьшается с глубиной почти в 5 раз от плейстоценовых осадков к олигоценовым в интервале от 10 до 108 м, что отмечается по скважине 339. В то же время сокращение концентраций Mn в том же самом интервале глубин по скважине 339 происходит в 6,5 раз быстрее в связи с тем, что в восстановительных условиях Mn восстанавливается быстрее, чем Fe [Демина и др., 2017]. В этом же интервале глубин плотность морских осадков уменьшается в 1,6 раз.

Отношение Mn/Fe уменьшается от плейстоценовых осадков к нижнеэоценовым менее интенсивно, в 2,6 раза в интервале глубин от 10 до 104 м в скважине 340 (табл. 6). Наряду с этим можно наблюдать увеличение содержания $C_{орг}$ с глубиной по скважине 341 в интервале глубин от 10 до 456 м от

Таблица 6

Предсказанные величины содержания Fe, Mn, отношения Mn/Fe и плотности в эоцен-плейстоценовых осадках изученных скважин плато Воринг на основе полученных уравнений регрессии (начало)

Геологический возраст	Глубина по разрезу скважины, м	Fe, %	Mn, %	Mn/Fe	ρ , г/см ³
Скважина 339					
Плейстоцен	0	5,12	0,071	–	2,07
	25	4,22	0,053	–	1,80
	57	2,74	0,033	–	1,54
	Среднее значение	4,03	0,062	–	1,80
Плиоцен — плейстоцен	58	2,69	0,032	–	1,53
	79	1,90	0,022	–	1,40
	Среднее значение	2,30	0,027	–	1,47
Ранний/поздний олигоцен	80	1,87	0,021	–	1,40
	108	1,03	0,011	–	1,25
	Среднее значение	1,45	0,016	–	1,32
Скважина 340					
Плейстоцен	10	–	–	0,013	
	20	–	–	0,012	
	Среднее значение	–	–	0,013	
Поздний эоцен	25	–	–	0,011	
	30	–	–	0,01	
	Среднее значение	–	–	0,011	
Средний и поздний эоцен	35	–	–	0,01	
	50	–	–	0,009	
	Среднее значение	–	–	0,0095	
Ранний эоцен	55	–	–	0,008	
	104	–	–	0,005	
	Среднее значение	–	–	0,007	

Таблица 7

Предсказанные величины отношения Fe/Mn и содержания $C_{орг}$ в эоцен-плейстоценовых осадках изученных скважин плато Воринг на основе полученных уравнений регрессии

Геологический возраст	Глубина по разрезу скважины, м	Mn/Fe	$C_{орг}$
Скважина 341			
Плейстоцен/плиоцен/миоцен/олигоцен	10	–	0,24
	25	–	0,28
	63	–	0,37
	Среднее значение	–	0,3
Плиоцен — плейстоцен	65	–	0,38
	352	–	1,09
	Среднее значение	–	0,7
Средний Миоцен	355	–	1,10
	456	–	1,35
	Среднее значение	–	1,23
Скважина 342			
Ранний миоцен — плейстоцен	10	0,023	–
	85,8	0,011	–
	Среднее значение	0,017	–
Ранний миоцен	90	0,011	–
	100	0,009	–
	120	0,007	–
	139,9	0,006	–
	Среднее значение	0,008	–

перемешанных разновозрастных прослоев плейстоцен-олигоценового возраста (подводно-оползневой генезиса?) вплоть до среднемиоценовых осадков в 5,6 раз (табл. 7). Здесь в интервале глубин от 65 до 352 м в осадках плиоцен-плейстоценового возраста отмечено резкое увеличение содержания $C_{орг}$ в 2,9 раза от 0,38 до 1,09%. Это свидетельствует о смене восстановительных условий диагенеза на сильно восстановительные [Волков, 1979, 1984; Страхов, 1979; Холодов, 2006] в связи с доминированием апвеллинговых условий в самой нижней части рассмотренного разреза.

Следует отметить сокращение отношения Mn/Fe по разрезу скважины 342 в интервале от 10 до 139,9 м от нижнемиоцен-плейстоценовых к нижнемиоценовым осадкам в 3,8 раза (табл. 7), что позволяет диагностировать восстановительную обстановку, связанную с уменьшением кислорода в осадках и сопровождающуюся восстановлением окисных соединений. Выше уже отмечалось, что эти изменения отношения Mn/Fe обусловлены также сменой литологического состава.

Рассмотрим результаты однофакторного дисперсионного анализа по содержанию $C_{орг}$ в основных литологических типах эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг. Из табл. 8 следует, что дисперсия по содержанию органического углерода подразделяется на межгрупповую и внутригрупповую. При этом критерий Фишера составляет 36,7.

Таблица 8

Результаты дисперсионного анализа по содержанию $C_{орг}$ в основных литотипах эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг

Источник	Сумма квадратов, SS	Степени свободы, Df	Средние квадраты	F-отношение	P-значение
Между группами	20,92	2	10,46	36,7	0,000
Внутри групп	23,7	83	0,29	–	–
Общая	44,62	85			

Статистическая значимость модели подтверждается P-значением, гораздо меньшим, чем 0,05. Наряду с этим наблюдаются максимальные средние значения $C_{орг}$ равные 1,59% в терригенных слабо кремнистых диатомовых алевритово-пелитовых илах, далее происходит уменьшение среднего содержания $C_{орг}$ до 0,48% в алевритово-пелитовых илах ледниково-морского генезиса и до 0,32% в диатомовых илах (табл. 9; рис. 4).

Необходимо подчеркнуть, что результаты однофакторного дисперсионного анализа показали, что распределение $C_{орг}$ имеет статистически значимую взаимосвязь с определенными литологическими типами осадков, т. е. с определенными морскими

Таблица 9

Средние значения содержания $C_{орг}$ в основных литотипах эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг

Литотипы	Число образцов	Среднее значение $C_{орг}$, %	Стандартная ошибка	Минимальное значение	Максимальное значение
1	29	0,48	0,099	0,292	0,662
2	18	1,59	0,126	1,354	1,823
3	39	0,32	0,086	0,162	0,481
Общее	86	0,64			

Примечание: 1 — алевритово-пелитовый ил ледниково-морского генезиса; 2 — терригенный слабокремнистый диатомовый алевритово-пелитовый ил; 3 — диатомовый ил.

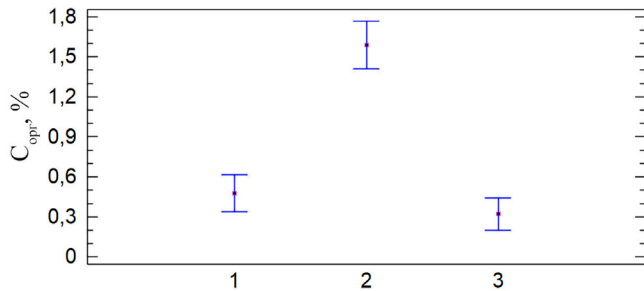


Рис. 4. Данные дисперсионного анализа эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг: средние содержания $C_{орг}$ в основных литологических типах осадков: 1 — алевритово-пелитовые илы ледниково-морского генезиса; 2 — терригенные слабо кремнистые диатомовые алевритово-пелитовые илы; 3 — диатомовые илы

фациями. При этом отмечается увеличение содержания $C_{орг}$ от диатомовых илов к терригенным слабо кремнистым диатомовым алевритово-пелитовым илам почти в 5 раз.

Большой интерес представляет тот факт, что регрессионный анализ изменения влажности натурального осадка с глубиной не выявил закономерного изменения этого параметра. Возможно, что причиной является наличие флюидов в осадочной толще [Talwani, 1976].

Заключение. В результате применения статистических анализов удалось выявить закономерности распределения содержаний Fe, Mn, плотности, отношения Mn/Fe, концентрации $C_{орг}$ в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг с уровнем достоверности 99%. Следует отметить, что не все параметры, рассмотренные нами, имели такой высокий уровень статистической значимости в распределении по разрезу эоцен-плейстоценовых отложений, например, изменение влажности по скважине 339 не было доказано статистически достоверно, с учетом P -value более чем 0,05.

Таким образом, на основе результатов одномерного регрессионного анализа установлена взаимосвязь между степенью интенсивности процессов диагенеза, литологией и глубиной залегания эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг с учетом данных по скважинам 339–342. Следует отметить, что в основном были получены нелинейные модели регрессии, которые свидетельствуют о том, что процессы диагенеза в данном регионе протекали неравномерно. Это подтверждают данные по распределению плотности эоцен-плейстоценовых осадков и содержаний Fe и Mn по скважине 339, отношения Mn/Fe по скважинам 340 и 342 скважин, а также концентрации $C_{орг}$ по скважине 341.

Кроме того, в результате проведения однофакторного дисперсионного анализа установлена статистически значимая связь степени интенсивности диагенеза с основными литологическими типами осадков данного региона и, следовательно, фациальными условиями их формирования.

Как известно, в большинстве случаев наблюдается двухзональный окислительно-восстановительный диагенез в нормальных морских осадках, где содержание $C_{орг}$ не превышает 1–3%. При этом

в верхних горизонтах осадков диагенез протекает в окислительных условиях с образованием окисных и гидроокисных соединений Fe, Mn, карбонатов и силикатов, а в нижних в восстановительных условиях с образованием сульфидов железа и марганца. При этом «нормальный» процесс седиментации и окислительно-восстановительного диагенеза может быть нарушен размывом осадков донными течениями и/или турбидными потоками. В данном случае процессы диагенеза становятся прерывистыми и возможна частичная или полная смена условий на восстановительно-окислительные [Юдович и др., 2011]. Для плиоцен — плейстоценовых осадков скважины 341 характерен прослой турбидита, который объясняет неравномерность диагенетических преобразований на данном участке и смену восстановительных условий окислительными.

Литологический состав эоцен-плейстоценовых осадков обусловлен условиями их накопления, которые изменялись на протяжении эоцен-плейстоценового времени в изученном регионе.

На основании одномерного регрессионного и однофакторного дисперсионного анализов удалось оценить степень интенсивности диагенетических процессов в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг. Помимо перерывов в осадконакоплении, воздействия донных течений и турбидитов, на степень интенсивности диагенеза в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг оказывали влияние следующие основные факторы: 1) условия накопления осадков; 2) их литологический состав; 3) количество органического углерода, входящего в состав эоцен-плейстоценовых осадков плато Воринг.

Таким образом, в результате выполненной работы удалось доказать закономерное изменение исследованных параметров седименто- и диагенеза и отсутствие закономерности в колебаниях влажности в эоцен-плейстоценовых отложениях плато Воринг.

Финансирование. Участие К.В. Сыромятникова и М.А. Левитана осуществлялось при финансовой поддержке госзаказа ГЕОХИ РАН, участие Р.Р. Габдуллина осуществлялось при финансовой поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берк К., Кэйри П. Анализ данных с помощью Microsoft Excel. М.: Изд. дом «Вильямс», 2005. 560 с.
2. Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 269 с.
3. Волков И.И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков // Геохимия донных осадков / Отв. ред. И.И. Волков. М.: Наука, 1979. С. 363–413.
4. Демина Л.Л., Будько Д.Ф., Алексеева Т.Н. и др. Особенности распределения микроэлементов в процессах раннего диагенеза донных осадков Белого моря // Геохимия. 2017. № 1. С. 107–112.

5. Емельянов Е.М. Тримонис Э.С. Харин Г.С. Палеоокеанология Атлантического океана. Л.: Недра, 1989. 247 с.
6. Колесник О.Н., Колесник А.Н. Особенности химического и минерального состава железо-марганцевых конкреций Чукотского моря // Геология и геофизика, 2013. Т. 54, № 7. С. 853–866.
7. Левитан М.А. Диагенез и катагенез океанских отложений // Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 335–372.
8. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане

и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.

9. Левитан М.А., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. и др. История осадконакопления на плато Воринг (Норвежское море) за последние 25 тыс. лет // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 6. С. 563–580.

10. Левитан М.А., Сыромятников К.В., Рощина И.А., Штайн Р. Соотношение цвета и химического состава четвертичных донных осадков из южной части поднятия Менделеева и континентального склона Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2014. № 3. С. 233–248.

11. Розанов А.Г., Волков И.И., Соколов В.С. и др. Окислительно-восстановительные процессы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана. Биогеохимия диагенеза осадков океан. М.: Наука, 1976. 208 с.

12. Страхов Н.М. Основы литогенеза. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 203 с.

13. Страхов Н.М., Логвиненко Н.В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании // ДАН СССР. 1959. Т. 125, № 2. С. 389–392.

14. Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Закономерности распределения гранулометрических типов современных донных осадков и органического углерода по глубине в западной части Баренцева моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 51–61.

15. Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Основные факторы седиментогенеза и раннего диагенеза в донных осадках Карского моря на основе методов математической статистики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 99–112.

16. Сыромятников К.В., Левитан М.А. Применение дисперсионного и регрессионного анализов для изучения взаимоотношений ряда компонентов верхнеплиоценовых отложений Индийского океана // Геохимия. Т. 66, № 2. 2021. С. 114–126.

17. Усов В.А. Диагенез как ведущий процесс формирования физико-механических свойств грунтов морского происхождения // Грунтоведение. Санкт-Петербургский ун-т, 2019. № 2. С. 33–39.

18. Фролов В.Т. Литология. Кн. 1, 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 336 с.; 1993. 406 с.

19. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 126 с.

20. Холодов В.Н. Основы многостадийной фазовой дифференциации в осадочном породообразовании и рудогенезе. М.: ГЕОС, 2020. 126 с.

21. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (Литолическая геохимия). Сыктывкар, 2011. 740 с.

22. Bischof J. Ice drift, ocean and climate change. Berlin: Springer, 2000. 214 p.

23. Blindheim J., Rey F. Water-mass formation and distribution in the Nordic Seas during the 1990s // ICES J. Marine Sci. 2004. Vol. 61. P. 846–863.

24. Dahlgren K.I.T., Vorren T.O. Sedimentary environment and glacial history during the last 40 ka of the Vøring continental margin, mid-Norway // Mar. Geol. 2003. Vol. 193. P. 93–127.

25. Emelyanov E.M., Blazchishin A.I., Kharin G.S., et al. Mineral and chemical composition of sediments of the Vøring Plateau, DSDP Leg 38 // Supplementary to Initial reports of the DSDP. Vol. 38. 1978. P. 31–44.

26. Knies J., Mattingsdal R., Fabian K., et al. Effect of early Pliocene uplift on late Pliocene cooling in the Arctic–Atlantic gateway // Earth and Planetary Science Letters. 2014. Vol. 387. P. 132–144.

27. Montellia A., Dowdeswell J.A., Ottesen D., Johansen S.E. Three-dimensional architecture and evolution of Quaternary contourite drifts on the Vøring Plateau, Norwegian Sea // Marine Geology. 2022. Vol. 453. P. 1–16.

28. Morris D.A. Organic Diagenesis of Miocene Sediments from Site 341, Vøring Plateau, Norway // Initial reports of the DSDP. Vol. 38. 1976. P. 809–814.

29. Hebbeln D., Henrich R., Baumann K.H. Paleooceanography of the last interglacial/glacial cycle in the polar North Atlantic // Quatern. Sci. Rev. 1998. Vol. 17. P. 125–153.

30. Henrich R. Glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea: sedimentology, paleoceanography and evolution of Late Pliocene to Quaternary Northern Hemisphere climate // Proc. ODP. Sci. Res. 1989. Vol. 104. P. 267–291.

31. Hjelstuen B.O., Eldholm O., Skogseid J. Vøring Plateau diapir fields and their structural and depositional settings // Marine Geology. 1997. Vol. 144. P. 33–57.

32. Naeher S., Gilli A., North R.P., et al. Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn/Fe ratios in Lake Zurich Switzerland: Chem. Geol. 2013. Vol. 352. P. 125–133.

33. Sarnthein M., Pflaumann U., Weinelt M. Past extent of sea ice in the northern North Atlantic inferred from foraminiferal paleotemperature estimates // Paleooceanography. 2003. Vol. 18, № 2. P. 25.1–25.8, doi: 10.1029/2002PA000771.

34. Slubowska-Woldengen M., Koč N., Rasmussen T.L., et al. Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P. // Quat. Sci. Rev. 2008. Vol. 27. P. 1476–1492.

35. Talwani M., Udintsev G.B., et al. Proceedings of the DSDP, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 38 (Washington, DC, U.S. Govt. Print. Office). 1976.

36. Vogt P.R. Seafloor Topography, Sediments, and Paleoenvironments // The Nordic seas / Ed. B.G. Hurdle. Berlin: Springer, 1986. P. 237–412.

Статья поступила в редакцию 16.05.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 550.42

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-67-76

РАДИОАКТИВНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЧАУНСКОЙ ГУБЫ. АНАЛИЗ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ

Александр Сергеевич Ульянов^{1✉}, Сергей Игоревич Иванников²,
Светлана Юрьевна Братская³, Александр Николаевич Чаркин⁴

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия; uleg85@gmail.com[✉],
<https://orcid.org/0000-0003-2230-1069>

² Институт химии ДВО РАН, Владивосток, Россия; yajkfqn@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-5889-3409>

³ Институт химии ДВО РАН, Владивосток, Россия; s.bratskaya@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-4954-0422>

⁴ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия;
charkin@poi.dvo.ru, <https://orcid.org/0000-0001-9273-9950>

Аннотация. В статье представлены данные о пространственном распределении активной концентрации природных (^{232}Th , ^{226}Ra , ^{40}K) и техногенных (^{137}Cs) радионуклидов в поверхностном слое донных осадков Чаунской губы Восточно-Сибирского моря. Измеренная активная концентрация ^{232}Th и ^{226}Ra типична для донных отложений прибрежно-шельфовой зоны Арктики и соответствует общемировому уровню. Уровень активности ^{137}Cs в донных отложениях показал отсутствие локальных источников антропогенного загрязнения в Чаунской губе, в то время как средняя концентрация активности ^{40}K в 1,8 раза превышала общемировую. Результаты статистического анализа полученных данных показали, что динамика речного стока, термоабразии и течений, а также эолового и ледового переноса осадочного вещества, являются основными факторами, определившими различия в поведении исследованных радионуклидов в поверхностных донных осадках Чаунской губы.

Ключевые слова: Арктика, морские осадки, гамма-спектрометрия, природные радионуклиды, радиоцезий, факторный анализ

Для цитирования: Ульянов А.С., Иванников С.И., Братская С.Ю., Чаркин А.Н. Радиоактивность поверхностных донных осадков Чаунской губы. Анализ природных и антропогенных факторов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 67–76.

RADIOACTIVITY OF SURFACE MARINE SEDIMENTS OF THE CHAUN BAY. ANALYSIS OF NATURAL AND ANTHROPOGENIC ENVIRONMENTAL FACTORS

Aleksandr S. Ulyantsev^{1✉}, Sergey I. Ivannikov², Svetlana Yu. Bratskaya³,
Aleksandr N. Charkin⁴

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Moscow, Russia; uleg85@gmail.com[✉], <https://orcid.org/0000-0003-2230-1069>

² Institute of Chemistry, Far Eastern Branch of the RAS, Vladivostok, Russia; yajkfqn@mail.ru,
<https://orcid.org/0000-0002-5889-3409>

³ Institute of Chemistry, Far Eastern Branch of the RAS, Vladivostok, Russia; s.bratskaya@gmail.com,
<https://orcid.org/0000-0003-4954-0422>

⁴ Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the RAS, Vladivostok, Russia; charkin@poi.dvo.ru,
<https://orcid.org/0000-0001-9273-9950>

Abstract. The paper presents data on the spatial distribution of activity concentration of natural (^{232}Th , ^{226}Ra , ^{40}K) and anthropogenic (^{137}Cs) radionuclides in the surface layer of bottom sediments of the Chaun Bay of the East Siberian Sea. The measured activity of ^{232}Th and ^{226}Ra is typical for bottom sediments of the Arctic coastal zone and corresponds to the global level. The level of ^{137}Cs activity in bottom sediments showed the absence of local sources of anthropogenic contamination in Chaun Bay, while the mean ^{40}K activity concentration was 1.8 times higher than the global average. The results of statistical analysis showed that the dynamics of riverine run-off, thermoabrasion and currents, as well as aeolian and sea ice transport of sedimentary matter, are the main factors that determined the differences in the behaviour of the studied radionuclides in the surface bottom sediments of the Chaun Bay.

Keywords: Arctic, marine sediments, gamma-ray spectrometry, natural radionuclides, radiocesium, factor analysis

For citation: Ulyantsev A.S., Ivannikov S.I., Bratskaya S.Yu., Charkin A.N. Radioactivity of surface marine sediments of the Chaun Bay. Analysis of natural and anthropogenic environmental factors. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 67–76. (In Russ.).

Введение. Арктика является зоной приоритетных национальных интересов России, освоение которой напрямую зависит от изученности этой сложной природной системы. Актуальность изучения прибрежно-шельфовой зоны арктических морей России определяется современными изменениями климата в Арктике, способствующими разгрузке многолетнемерзлых толщ, термоабразии и эрозии берегов, дегазации дна, ледовой экзарации [Дударев и др., 2016; Лобковский и др., 2013; Bröder et al., 2019; Günther et al., 2015; Overduin et al., 2014; Shakhova et al., 2017; Vonk et al., 2012]. При этом мониторинг загрязнений, в том числе радиоактивных, является актуальной задачей в рамках освоения арктического пространства и эксплуатации Северного морского пути.

Активная концентрация природных радионуклидов (например, изотопов ^{232}Th , ^{40}K , ^{226}Ra), а также их соотношения, являются информативным индикатором геологических и геохимических процессов в океане [например, Доманов и др., 2014; 2019; Abril, Fraga, 1996; Ligerio et al., 2001, Charkin et al., 2022; Abassi et al., 2020]. В морских осадках радиоизотопы тория, радия и калия как правило включены в кристаллическую решетку минералов, могут быть адсорбированы непосредственно из водной толщи на глинистых частицах [Abril, Fraga, 1996; Ligerio et al., 2001] или связаны с органическим веществом (ОВ) [Доманов и др., 2014, 2019]. Соответственно, вариации концентрации природных радионуклидов в осадках связаны с различиями их литологического состава, а также состава и концентрации ОВ. В свою очередь, концентрация в осадках радиоцезия (^{137}Cs) отражает техногенное загрязнение морской среды [Саркисов, 2019; Мирошников, 2012; Мирошников и др., 2017, 2020аb]. В настоящее время поведение радиоцезия и его распределение в донных осадках активно изучаются для оценки потенциальной опасности в морской среде [например, Abassi et al., 2019, 2022; Alshahri, 2017; Mehnati et al., 2022; Nguyen et al., 2020], в том числе в Арктике [Саркисов, 2019; Budko et al., 2022; Мирошников и др., 2020аb; Yushin et al., 2023]. Кроме того, усиление антропогенного воздействия на Северный Ледовитый океан связано с вводом в эксплуатацию первой российской плавучей атомной электростанции «Академик Ломоносов», базирующейся в порту Певек в Чаунской губе Восточно-Сибирского моря. Таким образом, основной целью данной работы было выявление особенностей пространственного распределения активной концентрации естественных (^{232}Th , ^{226}Ra , ^{40}K) и антропогенных (^{137}Cs) радионуклидов в поверхностных морских осадках Чаунской губы и оценка их связи с гранулометрическим составом и концентрацией ОВ.

Материалы и методы исследований. Материалом для исследования послужили донные осадки, собранные в акватории Чаунской губы Восточно-Сибирского моря на 25 станциях в 60-м рейсе НИС

«Академик Опарин» [Ульянцев и др., 2021]. В качестве инструмента сбора материала с борта судна использовали коробчатый пробоотборник типа Экман (0,5 м × 0,5 м × 1,0 м). Сбор донных осадков на мелководье производился ручным дночерпателем типа Ван Вин (25 см × 15 см × 15 см) с моторно-гребной лодки Чирок-320Т. Для анализов отбирали верхний 10-сантиметровый слой донных осадков. Пробы для гранулометрического анализа (10–20 г влажного осадка) отбирали в полипропиленовые пакеты и хранили при температуре +4 °С до проведения лабораторных анализов. Для определения концентрации органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) 10–20 г влажного осадка отбирали в полипропиленовые пакеты и хранили при температуре –18 °С. Для анализов пробы были лиофилизированы и измельчены с помощью шаровой мельницы. Для гамма-спектрометрического анализа активности радионуклидов около 1,5 кг влажного осадка отбирали в контейнеры из нержавеющей стали и высушивали до постоянной массы при +50 °С в течение 48 часов). Схема расположения станций приведена на рис. 1.

Гранулометрический анализ осадков и выполнен во влажных пробах методом лазерной дифракции после мокрого рассева песчаной фракции [Ульянцев и др., 2020]. Навеску (2–3 г) помещали в мерный стакан, туда же добавляли 20 мл дистиллированной воды и 20 мл 0,7% раствора гексаметафосфата натрия, после чего проба оставлялась на сутки. Песчаную фракцию отделяли на сите с диаметром

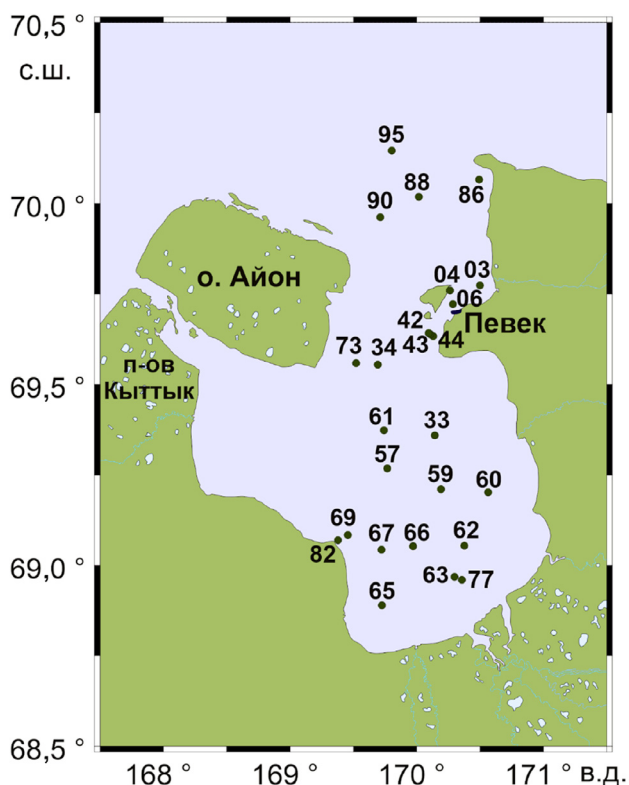


Рис. 1. Карта-схема расположения станций отбора донных осадков в Чаунской губе

отверстий 0,063 мм, после чего расситовывали на фракции 0,063–0,125, 0,125–0,25, 0,25–0,5, 0,5–1, 1–2 и >2 мм. Разделенные таким образом фракции высушивали до постоянной массы и взвешивали с точностью 0,01 г. Определение массового распределения частиц тоньше 63 мкм выполнено на анализаторе частиц SALD 2300 (Шимадзу, Япония) с использованием жидкостного модуля диспергирования при постоянном перемешивании после ультразвукового воздействия. Дисперсант и фоновая жидкость — дистиллированная вода. Определение концентрации $C_{\text{орг}}$ выполнено в высушенных и измельченных пробах осадков методом высокотемпературного сжигания на анализаторе ТОС-LCPN (Шимадзу, Япония). Точность измерения составляла $\pm 3\%$ по результатам трех параллельных измерений.

Измерения активности радионуклидов выполнены на гамма-спектрометрическом комплексе, включающем блок измерения SBS-75 (Грин Стар Технолоджиз, Россия) и полупроводниковый германиевый детектор GC2018 (Канберра, США). Относительная эффективность регистрации комплекса в пике 1332 кэВ — 20%. Полная ширина полувысоты (ПШПВ) комплекса в пике 1332 кэВ = 1,8 кэВ. Объем проб, использованных для анализа — от 500 до 1000 мл. Геометрия измерения — Маринелли. Для измерения удельной активности использовалась программа eSBS Version 1.5.9.3, для обработки результатов измерений применялась программа «Гамма-анализатор для полупроводниковых детекторов (ППД)» версии 1.0. Для калибровки гамма-спектрометра применялись закрытые эталонные точечные источники гамма-излучения типа ОСГИ-3-2 (^{60}Co , ^{137}Cs , ^{241}Am , ^{152}Eu , ^{22}Na , ^{133}Ba), расположенные непосредственно на торце детектора.

Активность природных радионуклидов определяли для ^{226}Ra по продуктам распада: ^{214}Pb (351,9 кэВ) и ^{214}Bi (609,3 и 1120,3 кэВ); для ^{232}Th — по линиям ^{214}Pb (238,6 кэВ) ^{208}Tl (583,3 кэВ), ^{228}Ac (911,0 и 969,0 кэВ); для ^{40}K — по линии 1460,7 кэВ. Активность радиоцезия (^{137}Cs) определяли по энергии его гамма-излучения 661,6 кэВ. Погрешность измерений в зависимости от интенсивности гамма-линий определяемых радионуклидов составила 1–7%. Удельную активность ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K и ^{137}Cs в пробах рассчитывали по формуле:

$$A = \frac{N_e}{\varepsilon_f P_\gamma t_C M},$$

где N_e — количество импульсов в пике полного поглощения для энергии E ; ε_f — эффективность детектора при энергии E ; P_γ — вероятность излучения гамма-излучения (гамма-выход) при энергии E ; t_C — время измерения пробы; M — масса пробы.

При наличии в энергетическом диапазоне более одного пика для радионуклида проводилось усреднение удельной активности путем расчета средневзвешенного значения. Для уменьшения статистической погрешности облучение пробы

проводилось в течение 54 000 с. Фоновые спектры регистрировались для пустого герметичного сосуда Маринелли при тех же условиях и использовались для коррекции площади пиков гамма-излучения измеряемых радионуклидов. Фон вычитался для каждого энергетического перехода.

Краткая характеристика района исследований. Чаунская губа расположена в юго-восточной части Восточно-Сибирского моря и представляет собой залив полигональной формы северо-западной пространственной ориентации с множеством впадающих в нее мелких рек [Стремяков, 1963]. Она отличается относительной изолированностью от открытого водного пространства, вдается в материк более чем на 100 км и достигает максимума ширины в 95 км. Полигонально-тундровый ландшафт развит с западной (о. Айон и п-ов Кыттык) и южной сторон, где сосредоточены многочисленные термокарстовые озера, аласы и мелкие реки. Западный берег низменный, восточный — более возвышенный [Экосистемы..., 1994].

Гранулометрический состав осадков и $C_{\text{орг}}$. Данные по гранулометрическому составу и $C_{\text{орг}}$ в исследованных донных осадках представлены в табл. 1. Массовая концентрация песка (> 63 мкм), крупного (10–63 мкм) и тонкого (2–10 мкм) алеврита, а также пелита (< 2 мкм), в исследованных донных осадках колеблется от 0,75 до 96,33 (среднее 25,65%), от 3,67 до 64,13 (среднее 34,65%), от 0,00 до 49,45 (среднее 26,66%) и от 0,00 до 22,60 (среднее 13,04%) соответственно. Концентрация $C_{\text{орг}}$ изменяется от 0,33 до 2,60% (среднее 1,50%). Максимальные концентрации $C_{\text{орг}}$ отмечены в центральной части Чаунской губы, где распространены тонкозернистые осадки. Более низкие концентрации $C_{\text{орг}}$ соответствуют песчаным и алеврито-песчаным отложениям. В целом, характер распределения $C_{\text{орг}}$ в осадках согласуется с их гранулометрическим составом (рис. 2), что было подтверждено статистически.

В западной и южной частях губы распространены наиболее грубозернистые осадки. В западной части губы гранулометрический состав осадков определяется динамикой термоабразии широко развитых здесь полигонально-тундровых многолетнемерзлых отложений, и широтное распространение осадков связано с влиянием приходящего с севера течения [Экосистемы..., 1994]. Южная часть Чаунской губы больше подвержена влиянию речного стока, также несущего значительное количество продуктов термоабразии. Как и в западной части губы, здесь распространены осадки песчаной и алеврито-песчаной размерности. В восточной части Чаунской губы сосредоточены осадки алевритовой размерности. Как и в случае грубозернистых осадков, распространение алевритов сопряжено с динамикой речного стока, термоабразии и течениями, а наблюдающиеся пространственные флуктуации связаны, по-видимому, с влиянием сезонной ледовой разгрузки и эоловой транспортировки осадочного вещества.

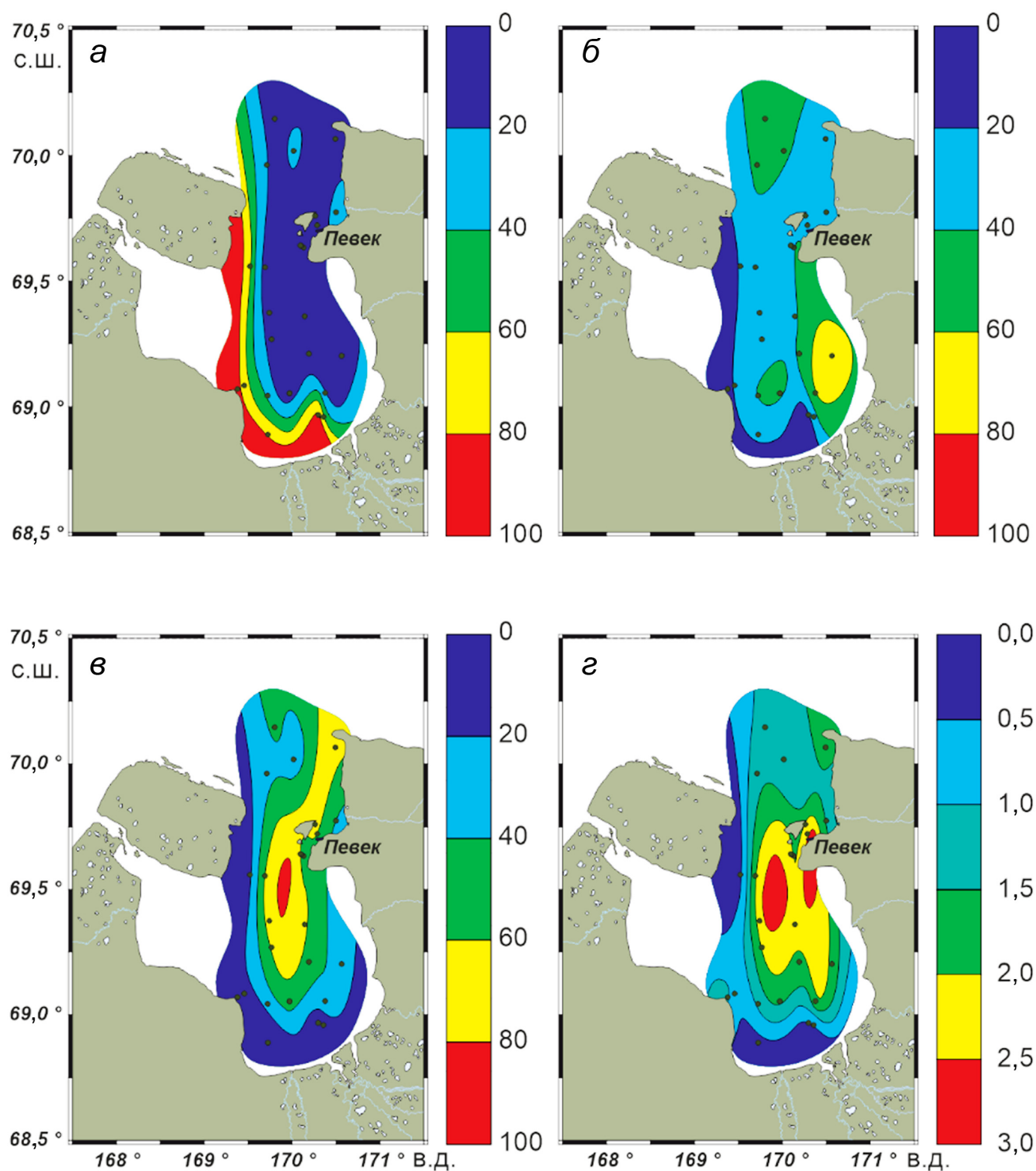


Рис. 2. Поверхностные распределения массового содержания размерных фракций >63 мкм (а), 10–63 мкм (б), суммы 2–10 + <2 мкм (в) и концентрации $C_{\text{орг}}$ (г) в исследованных донных осадках

В центральной части губы и на выходе в Восточно-Сибирское море распространены осадки алеврито-пелитовой и пелитовой размерности. Такая зональность связана с изолированностью от влияния речного стока и термоабразии и сопряжена с течениями, способствующими гидродинамической сортировке наиболее тонкозернистых фракций. Основную площадь центральной и горловой части исследованной акватории занимают осадки алеври-

то-пелитовой размерности, распределение которых также связано с удаленностью от влияния речного стока, абразии и термоабразии, а изменчивости гранулометрического состава способствует динамика течений, сезонность ледостава и эолового распространения частиц.

Радионуклиды. Измеренная в осадках активная концентрация природных радионуклидов меняется от 23,7 до 77,9 (ср. $39,2 \pm 10$) Бк/кг для ^{232}Th , от 16,5

Таблица 1

Координаты станций пробоотбора, данные по гранулометрическому составу и концентрации $C_{орг}$ в исследованных донных осадках Чаунской губы

Станция	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Массовое содержание фракций, %				$C_{орг}$, %
			>63 мкм	10–63 мкм	2–10 мкм	<2 мкм	
03	69,772	170,503	27,58	35,50	25,51	11,41	1,20
04	69,759	170,266	2,31	27,95	47,73	22,01	2,00
06	69,720	170,288	9,76	32,36	39,11	18,77	2,60
33	69,358	170,146	2,93	35,90	42,13	19,04	2,30
34	69,554	169,695	2,18	35,26	41,21	21,35	2,10
42	69,640	170,098	9,64	32,03	39,84	18,49	1,97
43	69,637	170,112	18,44	37,31	30,02	14,23	1,70
44	69,632	170,132	8,57	40,37	34,19	16,87	1,89
57	69,267	169,772	5,73	28,73	42,94	22,60	2,11
59	69,209	170,195	6,67	43,22	33,28	16,83	1,87
60	69,201	170,569	7,99	64,13	19,87	8,01	1,69
61	69,372	169,744	0,75	29,09	49,45	20,71	2,39
62	69,053	170,380	9,07	60,21	21,59	9,13	1,93
63	68,967	170,302	75,80	14,36	6,46	3,38	0,51
65	68,888	169,728	74,93	23,64	1,02	0,41	0,33
66	69,052	169,974	8,79	42,86	31,55	16,80	1,61
67	69,043	169,726	32,33	40,26	17,55	9,86	1,21
69	69,082	169,460	64,10	23,42	8,54	3,94	0,59
73	69,558	169,523	62,47	19,98	11,48	6,07	0,42
77	68,958	170,358	57,27	29,28	8,92	4,53	0,68
82	69,065	169,359	96,33	3,67	0,00	0,00	1,01
86	70,064	170,497	3,08	31,26	43,34	22,32	1,75
88	70,017	170,020	23,77	44,88	20,19	11,16	1,09
90	69,961	169,714	20,87	43,52	23,06	12,55	1,33
95	70,145	169,807	9,85	47,09	27,45	15,61	1,13

до 39,3 (ср. $26,6 \pm 4,4$) Бк/кг для ^{226}Ra и от 535 до 991 (ср. 726 ± 109) Бк/кг для ^{40}K . Отношение $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$ меняется от 1,14 до 2,38 (ср. $1,50 \pm 0,26$), активная концентрация ^{137}Cs в меняется от 0,5 до 4,7 (ср.

$2,0 \pm 1,1$) Бк/кг. Схемы распределения активностей изученных радионуклидов представлены на рис. 3. В целом, средняя измеренная активность ^{232}Th и ^{226}Ra в осадках Чаунской губы согласуется с данными, полученными для шельфа Восточной Арктики [Charkin et al., 2022], а также со среднемировыми значениями [UNSCEAR, 2000]. Соотношение $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$ также согласуются с глобальными значениями, однако измеренная средняя активная концентрация ^{40}K в осадках Чаунской губы оказалась в 1,8 раза выше по сравнению с Восточно-Сибирским морем [Charkin et al., 2022] и общемировым уровнем [UNSCEAR, 2000].

В юго-западной части губы отмечена максимальная активность ^{232}Th (ст. 67, 82), ^{226}Ra (ст. 67, 69, 82) и ^{40}K (ст. 67 и 69), где сосредоточены осадки песчаной и алеврито-песчаной размерности. Повышенная активность ^{232}Th (> 45 Бк/кг) отмечена в центральной части губы (ст. 57 и 61), ^{226}Ra (> 30 Бк/кг) — в юго-восточной части (ст. 77), ^{40}K (> 800 Бк/кг) — в центральной и юго-восточной частях (ст. 61, 63, 77). Северная и южная часть губы отличаются пониженной активностью природных радионуклидов. Величина соотношения $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$ во всех исследованных осадках $> 1,0$. Максимум $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$ отмечен также на ст. 82, а повышенные значения встречаются в центральной части губы (ст. 57 и 61). Для исследованных донных осадков отмечена повышение активности природных радионуклидов с ростом концентрации песчаной фракции. В свою очередь максимальная активность ^{137}Cs измерена в осадках из центральной части Чаунской губы, представленных пелитами и алевритовыми пелитами, что указывает на концентрирование ^{137}Cs в глинистой фракции.

Корреляционный анализ. Результаты корреляционного анализа представлены в табл. 2. Для исследованных морских осадков отмечена значимая ($p < 0,05$) отрицательная связь процентного вклада песка (> 63 мкм) с остальными размерными фракциями (в парах > 63 мкм–10–63 мкм, > 63 мкм–2–10 мкм и > 63 мкм– < 2 мкм $r = -0,67$, $-0,89$ и $-0,89$ соответственно), а также с ^{137}Cs и $C_{орг}$. Первое, по-видимому, указывает на весовой антагонизм песка и более

Таблица 2

Корреляционная матрица Пирсона для изученных параметров донных осадков Чаунской губы ($n = 25$)

Параметры	> 63 мкм	10–63 мкм	2–10 мкм	< 2 мкм	^{232}Th	^{226}Ra	^{40}K	$^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$	^{137}Cs	$C_{орг}$
> 63 мкм	–									
10–63 мкм	–0,671	–								
2–10 мкм	–0,895	0,272	–							
< 2 мкм	–0,892	0,275	0,984	–						
^{232}Th	0,406	–0,411	–0,271	–0,303	–					
^{226}Ra	0,380	–0,050	–0,460	–0,463	0,594	–				
^{40}K	0,316	–0,332	–0,208	–0,216	0,550	0,678	–			
$^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$	0,074	–0,439	0,176	0,140	0,695	–0,149	0,115	–		
^{137}Cs	–0,644	0,163	0,752	0,698	0,038	–0,333	–0,091	0,402	–	
$C_{орг}$	–0,841	0,366	0,884	0,840	–0,044	–0,323	–0,203	0,317	0,738	–

Примечание. Значимые ($p < 0,05$) корреляции выделены полужирным.

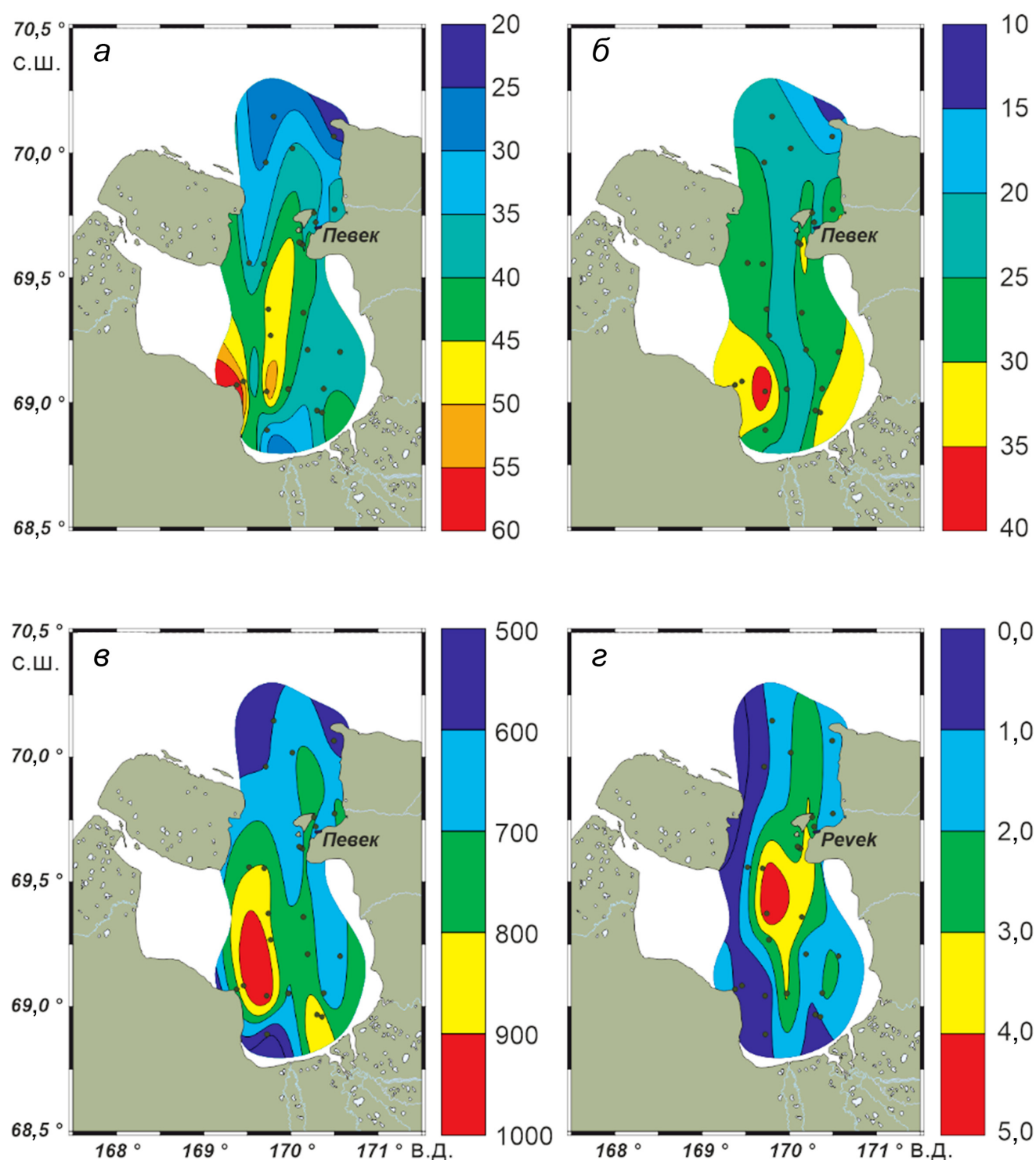


Рис. 3. Поверхностные распределения активной концентрации радионуклидов ^{232}Th (а), ^{226}Ra (б), ^{40}K (в) и ^{137}Cs (г) в исследованных донных осадках

тонких фракций, второе — на концентрирование ^{137}Cs и органического вещества преимущественно в тонкозернистых фракциях. Последнее подтверждается положительной корреляцией ^{137}Cs и $C_{\text{орг}}$ с 2–10 мкм ($r=0,75$ и $0,88$ соответственно) и <2 мкм ($r=0,70$ и $0,84$ соответственно). В свою очередь, значительная корреляция между фракциями 2–10 мкм и <2 мкм ($r=0,98$) отражает их родственный генезис и равный вклад в массу осадка.

Среди естественных радионуклидов отмечены положительные линейные корреляции ^{232}Th с ^{226}Ra ($r=0,59$), ^{40}K ($r=0,55$), отношением $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$ ($r=0,69$), а также в паре ^{226}Ra – ^{40}K ($r=0,68$), что, в целом, характерно для морей Восточно-Арктического шельфа [Charkin et al., 2022]. Корреляция ^{232}Th – $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$ указывает на определяющий вклад изотопов тория в величину отношения $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$. Положительная корреляция ^{137}Cs – $C_{\text{орг}}$ ($r=0,74$),

по-видимому, связана с единым аффинитетом органического вещества и ¹³⁷Cs к глинистым минералам, сосредоточенным в тонкозернистой фракции осадков. Следует отметить, что для природных радионуклидов не обнаружено значимой линейной корреляции ни с одной из исследованных гранулометрических фракций. Предположительно, это связано с разнообразием обстановок седиментации в Чаунской губе, выраженной полимиктовостью донных осадков и их различным происхождением. Тем не менее, общая тенденция совместного роста активности природных радионуклидов в исследованных донных осадках статистически подтверждена.

Факторный анализ. Результаты факторного анализа представлены в табл. 3. Для фактора F1, объясняющего 49,5% дисперсии, значимые положительные нагрузки отмечены для >63 мкм и ²²⁶Ra, отрицательные — для 2–10, <2 мкм, ¹³⁷Cs и C_{орг}. Значительные величины факторных нагрузок 2–10 мкм (–0,94) и <2 мкм (–0,93) указывают не только на их равный взаимный вклад, но и родственное (обломочное) происхождение в осадках, что согласуется высоким значением коэффициента корреляции Пирсона между этими фракциями (r = 0,98). Значительная положительная нагрузка F1 для >63 мкм (0,95) подтверждает антагонизм весового вклада песка в осадках по сравнению с тонкозернистыми фракциями. Значимые отрицательные нагрузки ¹³⁷Cs и C_{орг} (–0,75 и –0,88 соответственно) наряду с их отрицательной корреляцией с содержанием песка (r = –0,64 и –0,84 соответственно) подтверждают их концентрирование радиоцезия и ОВ в глинистых фракциях осадков [Мирошников и др., 2020; Budko et al., 2022; Koarashi et al., 2016; Basuki et al., 2018].

Таблица 3

Значения факторных нагрузок измеренных параметров донных осадков Чаунской губы (n = 25)

Параметр	F1	F2	F3	F4
> 63 мкм	0,949	0,072	–0,286	–0,041
10–63 мкм	–0,482	–0,479	0,530	0,467
2–10 мкм	–0,944	0,205	0,056	–0,214
< 2 мкм	–0,931	0,162	0,055	–0,246
²³² Th	0,422	0,840	0,127	0,297
²²⁶ Ra	0,593	0,261	0,718	0,057
⁴⁰ K	0,438	0,531	0,521	–0,419
²³² Th/ ²²⁶ Ra	–0,086	0,845	–0,423	0,260
¹³⁷ Cs	–0,748	0,449	–0,006	0,020
C _{орг}	–0,878	0,327	0,133	0,119

Примечание. Полужирным выделены значимые факторные нагрузки.

Несмотря на то, что для ²²⁶Ra прослеживается слабая корреляция с гранулометрическим составом донных осадков, для него отмечена значимая факторная нагрузка F1 (0,59). Для ²³²Th и ⁴⁰K эти величины ниже (0,42 и 0,44 соответственно), однако их

положительные значения, близкие к 0,5, позволяют заключить преимущественное концентрирование природных радионуклидов в песчаной фракции осадков. При этом ослабевание линейной корреляции активности ²³²Th, ²²⁶Ra и ⁴⁰K, скорее всего, вызвано региональными особенностями седиментации в Чаунской губе. Результаты факторного анализа, в целом, согласуются с результатами корреляционного анализа и позволяют заключить, что фактор F1, разделивший большинство проанализированных параметров, является литогенным, отражающим генезис осадочного вещества и пространственную изменчивость механизмов седиментации (термоабразии, абразии берегов, речного стока).

Фактор F2 объясняет 23,8% дисперсии. Значимые положительные нагрузки отмечены для ²³²Th, ⁴⁰K и отношения ²³²Th/²²⁶Ra. Положительная корреляция в паре ²³²Th–²³²Th/²²⁶Ra (r = 0,69) подтверждает относительно равномерный вклад ²³²Th и ²²⁶Ra независимо от гранулометрических характеристик донных осадков. Положительную нагрузку ⁴⁰K можно объяснить попутным накоплением этого радионуклида вместе с ²³²Th (r = 0,55). В отличие от F1, фактор F2 является концентрационным и связан с различной степенью связывания ²³²Th и ⁴⁰K с минеральной матрицей. На рис. 4 приведены поверхностные распределения массового содержания фракции >63 мкм, активной концентрации ²³²Th и соответствующих им значений F1 и F2.

Положительные значимые нагрузки третьего фактора (F3), объясняющего 13,7% дисперсии, отмечены для радионуклидов ²²⁶Ra и ⁴⁰K, а также фракции 10–63 мкм. Как и в случае с F2, здесь имеет место попутное накопление ²²⁶Ra с ⁴⁰K (r = 0,68). По смыслу фактор F3 аналогичен F2. Разделение же радионуклидов по факторным группам вызвано разобщенностью их концентрирования на минеральной матрице разных размерных фракций осадков. Для фактора F4 с объясняемой дисперсией 6,7% значимых величин факторных нагрузок не обнаружено.

Для фракции 10–63 мкм наблюдаются достаточно значимые величины факторных нагрузок F1–F4, а единственная значимая корреляция с концентрацией песка (r = –0,67) слабее по сравнению с 2–10 мкм и <2 мкм. Это связано с особенностями генезиса и распространения частиц этой размерности. Например, в криогенных отложениях массовое содержание и состав частиц размером 10–63 мкм, часто относимых к «лессовой» фракции, информативны как индикатор их эолового происхождения [Schirmermeister et al., 2003; Strauss et al., 2012]. Полигонально-тундровый ландшафт, развитый в западной и южной частях Чаунской губы, способствует поступлению в осадки частиц песчаной и крупноалевритовой размерности в результате разгрузки прибрежных многолетнемерзлых толщ. В распространении крупноалевритовой фракции также участвуют эоловый перенос и ледовая седиментация, носящая сезонный характер.

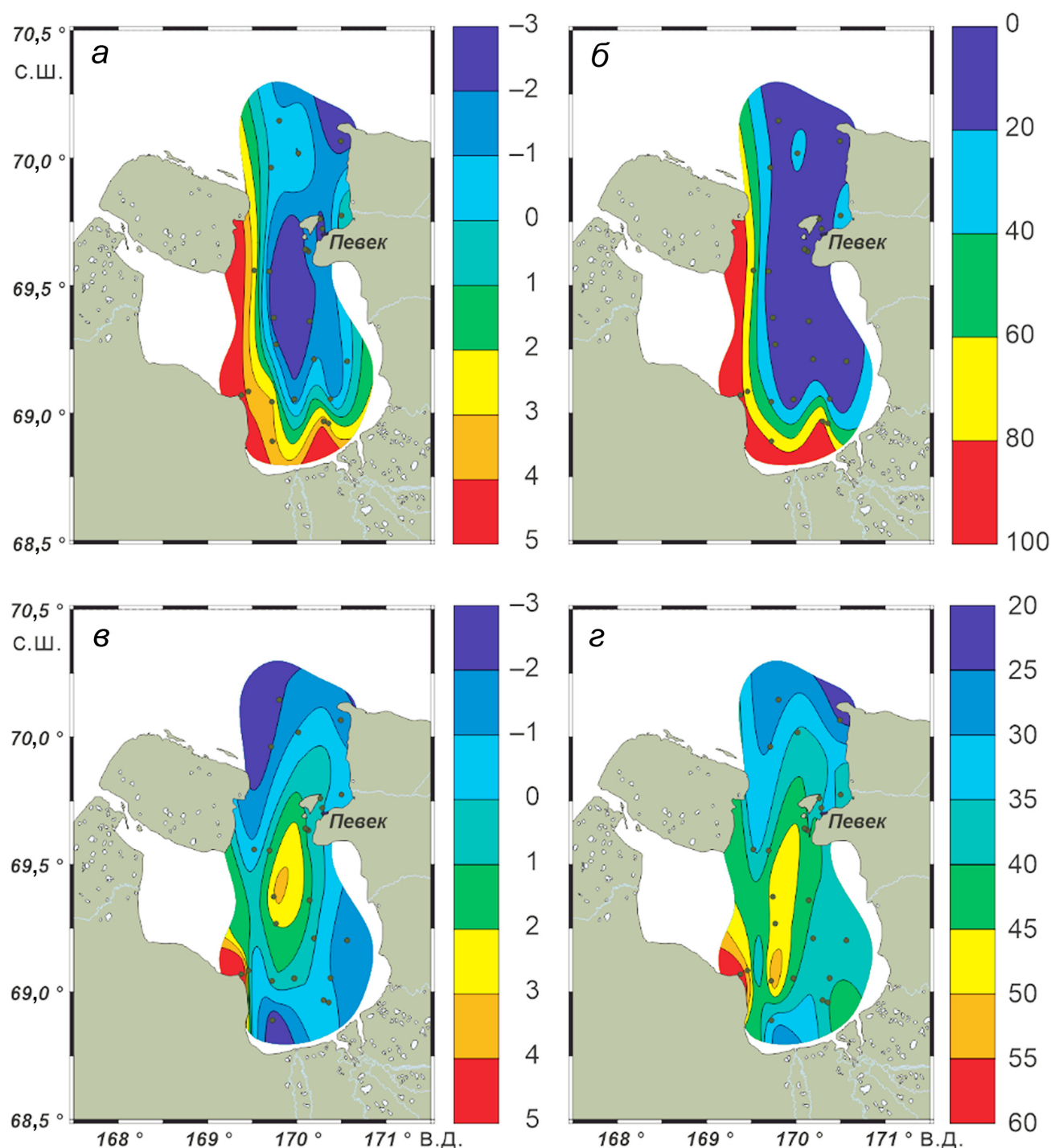


Рис. 4. Поверхностные распределения значений F1 (а), массового содержания фракции >63 мкм (б), F2 (в) и активной концентрации ^{232}Th (г) в исследованных донных осадках

Заключение. Полученные в результате исследования данные позволили охарактеризовать пространственную изменчивость активности природных и антропогенных радионуклидов в поверхностных донных осадках Чаунской губы Восточно-Сибирского моря. Эта изменчивость сопряжена с гранулометрическим составом донных осадков и концентрацией ОВ и определяется региональными физико-географическими особенностями исследованной акватории и седиментационным режимом

отдельных районов губы. Результаты статистического анализа полученных данных показали, что динамика речного стока, термоабразии и течений, а также эолового и ледового переноса осадочного вещества, являются основными факторами, определяющими различия в поведении исследованных радионуклидов в поверхностных донных осадках Чаунской губы.

В результате исследования был выявлен рост активности природных радионуклидов с ростом

массовой доли песка в осадках, а также заметно повышенная активность радионуклидов ^{40}K , что ранее не отмечалось для морских осадков морей Российской Арктики. По-видимому, это вызвано поступлением в осадки обломков пород, обогащенных ^{232}Th , ^{226}Ra и ^{40}K (например, полевых шпатов, гранитоидов, сланцев). Различия в поведении природных радионуклидов в осадках могут быть также обусловлены обменом между водной толщей и минеральной матрицей [Webster, Hancock, 1995], приводящим к изменению соотношения $^{232}\text{Th}/^{226}\text{Ra}$, что ранее было показано на примере подводной разгрузки грунтовых вод [Charkin et al., 2017, 2020].

Уровень радиоцеция показал отсутствие локальных источников антропогенного загрязнения в Чаунской губе, однако увеличение активности

^{137}Cs и концентрации ОБ наблюдалось в осадках с повышенным содержанием пелитовой фракции. Выявленная корреляционная триада « ^{137}Cs -пелит- $\text{C}_{\text{орг}}$ » подтверждает активное взаимодействие радиоцеция с органическим веществом и глинистыми минералами [Budko et al., 2022; Koarashi et al., 2016; Basuki et al., 2018; Johnson-Pyrtle, Scott, 2001], которое может быть связано, например, с соосаждением радионуклидов ^{137}Cs в комплексе с гуминовыми кислотами или глинистыми коллоидами [Shaban, Macásek, 1998].

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ (проект № 19-77-10044). Финансирование экспедиции осуществлялось в рамках Государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0019).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Доманов М.М., Амбросимов А.К., Новичкова Е.А. Особенности распределения ^{226}Ra , ^{238}U и ^{232}Th в поверхностном слое морских осадков в условиях активной биоседиментации в зоне арктического фронта // Радиохимия. 2019. Т. 61, № 5. С. 446–449.
2. Доманов М.М., Верховская З.И., Амбросимов А.К., Доманова Е.Г. Сравнительная характеристика углеводородных структур и концентраций ^{232}Th и ^{226}Ra в осадках Каспийского моря // Нефтехимия. 2014. Т. 54, № 4. С. 275–282.
3. Дударев О.В., Чаркин А.Н., Шахова Н.Е. и др. Современный литоморфогенез на восточно-арктическом шельфе России. Томск: Изд-во ТПУ, 2016. 192 с.
4. Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Шахова Н.Е. и др. О механизмах деградации подводных многолетнемерзлых пород на восточном арктическом шельфе России // Докл. РАН. 2013. Т. 449, № 2. С. 185–188.
5. Мирошников А.Ю. Закономерности распределения радиоцеция в донных отложениях Карского моря // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2012. № 6. С. 540–550.
6. Мирошников А.Ю., Лаверов Н.П., Чернов Р.А. и др. Радиоэкологические исследования на севере архипелага Новая Земля // Океанология. 2017. Т. 57, № 1. С. 227–237.
7. Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Асадулин Э.Э., Комаров В.Б. Радиационно-геохимическая устойчивость донных осадков в эстуариях Оби и Енисея и на прилегающем мелководье Карского моря // Океанология. 2020. Т. 60, № 6. С. 930–944.
8. Мирошников А.Ю., Флинт М.В., Асадулин Э.Э. и др. Экологическое состояние и минералого-геохимические характеристики донных осадков Восточно-Сибирского моря // Океанология. 2020. Т. 60, № 4. С. 595–610.
9. Саркисов А.А. К вопросу о ликвидации радиоактивных загрязнений в Арктическом регионе // Вестник Российской академии наук. 2019. Т. 89, № 2. С. 107–124.
10. Стремяков А.Я. К вопросу о происхождении ориентированных озер // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 75–107.
11. Ульянов А.С., Братская С.Ю., Привар Ю.О. Гранулометрические характеристики донных отложений губы Буор-Хая // Океанология. 2020. Т. 60, № 3. С. 452–465.
12. Ульянов А.С., Чаркин А.Н., Семин В.Л. и др. Геологические исследования верхней осадочной толщи Чаунской губы в 60-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Опарин» // Океанология. 2021. Т. 61, № 4. С. 666–668.
13. Экосистемы, флора и фауна Чаунской губы Восточно-Сибирского моря / Под ред. А.О. Скарлато. Серия «Исследования фауны морей». Вып. 47 (55). СПб.: ЗИН РАН, 1994. 267 с.
14. Abbasi A. Cs distribution in the South Caspian region, transfer to biota and dose rate assessment // Int. J. Environ. Anal. Chem. 2019. Vol. 100. P. 576–590.
15. Abbasi A., Zakaly H.M.H., Algethami M., Abdel-Hafez S.H. Radiological risk assessment of natural radionuclides in the marine ecosystem of the northwest Mediterranean Sea // Int. J. Radiat. Biol. 2022. Vol. 98. P. 205–211.
16. Abbasi A., Zakaly H.M.H., Mirekhtiary F. Baseline levels of natural radionuclides concentration in sediments East coastline of North Cyprus // Mar. Pollut. Bull. 2020. Vol. 161. P. 111793.
17. Abril J.M., Fraga E. Some Physical and Chemical Features of the Variability of Kd Distribution Coefficients for Radionuclides // J. Environ. Radioact. 1996. Vol. 30. P. 253–270.
18. Alshahri F. Radioactivity of ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K and ^{137}Cs in beach sand and sediment near to desalination plant in eastern Saudi Arabia: Assessment of radiological impacts // J. King Saud Univ. — Sci. 2017. Vol. 29. P. 174–181.
19. Basuki T., Miyashita S., Tsujimoto M., Nakashima S. Deposition Density of ^{134}Cs and ^{137}Cs and Particle Size Distribution of Soil and Sediment Profile in Hibara Lake Area, Fukushima: An Investigation of ^{134}Cs and ^{137}Cs Indirect Deposition into Lake from Surrounding Area // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2018. Vol. 316. P. 1039–1046.
20. Bröder L., Andersson A., Tesi T., et al. Quantifying Degradative Loss of Terrigenous Organic Carbon in Surface Sediments Across the Laptev and East Siberian Sea // Global Biogeochem Cycles. 2019. Vol. 33(1). P. 85–99.
21. Budko D.F., Demina L.L., Travkina A. V., et al. Heavy Metals and Cs-137, in Surface Sediments of the Barents, Kara, Laptev and East Siberian Seas // Minerals. 2022. Vol. 12. P. 328.
22. Charkin A.N., Pipko I.I., Pavlova Yu.G., et al. Hydrochemistry and isotopic signatures of subpermafrost ground-

water discharge along the eastern slope of the Lena River Delta in the Laptev Sea // *J. Hydrol.* 2020. Vol. 590. P. 125515.

23. Charkin A.N., Van Der Loeff M.R., Shakhova N.E., et al. Discovery and characterization of submarine groundwater discharge in the Siberian Arctic seas: A case study in the Buor-Khaya Gulf, Laptev Sea // *Cryosphere.* 2017. Vol. 11. P. 2305–2327.

24. Charkin A.N., Yaroshchuk E.I., Dudarev O. V., et al. The Influence of Sedimentation Regime on Natural Radionuclide Activity Concentration in Marine Sediments of the East Siberian Arctic Shelf // *J. Environ. Radioact.* 2022. Vol. 253–254. P. 106988.

25. Günther F., Overduin P.P., Yakshina I.A., et al. Observing Muostakh disappear: permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // *The Cryosphere.* 2015. Vol. 9. P. 151–178.

26. Johnson-Pyrtle A., Scott M.R. Distribution of ^{137}Cs in the Lena River Estuary-Laptev Sea System // *Mar. Pollut. Bull.* 2001. Vol. 42. P. 912–926.

27. Koarashi J., Nishimura S., Nakanishi T., et al. Post-Deposition Early-Phase Migration and Retention Behavior of Radiocesium in a Litter–Mineral Soil System in a Japanese Deciduous Forest Affected by the Fukushima Nuclear Accident // *Chemosphere.* 2016. Vol. 165. P. 335–341.

28. Ligeró R.A., Ramos-Lerate I., Barrera M., Casas-Ruiz M. Relationships between Sea-Bed Radionuclide Activities and Some Sedimentological Variables // *J. Environ. Radioact.* 2001. Vol. 57. P. 7–19.

29. Mehnati P., Jomehzadeh A., Doostmohammadi V. Measurement of ^{226}Ra , ^{232}Th , ^{40}K and ^{137}Cs concentrations in sediment samples and determination of annual effective dose due to these radionuclides in vicinity of hot springs in Kerman Province // *Int. J. Radiat. Res.* 2022. Vol. 20. P. 223–228.

30. Nguyen T.N., Tran Q.T., Nguyen Van Phuc, et al. Activity Concentrations of Sr-90 and Cs-137 in Seawater and

Sediment in the Gulf of Tonkin, Vietnam // *J. Chem.* 2020. P. 8752606.

31. Overduin P. P., Strzelecki M. C., Grigoriev M. N., et al. Coastal changes in the Arctic // *Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences* / Eds. Martini I.P., Wanless, H.R. Geological Society of London Special Publication, 2014. Vol. 388. P. 103–129.

32. Schirrmeister L., Grosse G., Schwamborn G., et al. // Late Quaternary History of the Accumulation Plain North of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): A Multidisciplinary Approach // *Polar Geography.* 2003. Vol. 27(4). P. 277–319.

33. Shaban I.S., Macásek F. Influence of humic substances on sorption of cesium and strontium on montmorillonite // *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 1998. Vol. 229. P. 73–78.

34. Shakhova, N., Semiletov, I., Gustafsson, O., et al. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf // *Nature Communications.* 2017. Vol. 8. P. 15872.

35. Strauss J., Schirrmeister L., Wetterich S., et al. Grain-size properties and organic-carbon stock of Yedoma Ice Complex permafrost from the Kolyma lowland, northeastern Siberia // *Global Biogeochem. Cycl.* 2012. Vol. 26. GB3003.

36. UNSCEAR. Sources and Effects of Ionizing Radiation, Report to the General Assembly with Scientific Annexes. Vol. 1. United Nation: New York, NY, USA, 2000. 654 p.

37. Vonk J.E., Sanchez-Garcia L., van Dongen B.E., et al. Activation of old carbon by erosion of coastal and subsea permafrost in Arctic Siberia // *Nature.* 2012. Vol. 489. P. 137–140.

38. Webster I.T., Hancock G.J., Murray A.S. Modelling the effect of salinity on radium desorption from sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. Vol. 59. P. 2469–2476.

39. Yushin N., Jakhu R., Chaligava O., et al. Natural and anthropogenic radionuclides concentration with heavy metals analysis of the sediments collected around Novaya Zemlya // *Mar. Pollut. Bull.* 2023. Vol. 194. 115346.

Статья поступила в редакцию 20.09.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 553.08

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-77-86

АЛМАЗЫ ТРУБКИ ПИОНЕРСКАЯ — МОРФОЛОГИЯ, СПЕКТРОСКОПИЯ, ПЕРСПЕКТИВЫ

Галина Юрьевна Кriuлина¹✉, Сергей Васильевич Вяткин²,
Леонид Даниилович Бардухинов³, Елена Михайловна Седых⁴,
Михаил Борисович Копчиков⁵, Виктор Константинович Гаранин⁶

¹ Московский государственный университет имени имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g9671844057@gmail.com ✉

² Московский государственный университет имени имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vyt_box@mail.ru

³ ВГРЭ АК «АЛРОСА» ПАО, Мирный, Россия; BardukhinovLD@alrosa.ru

⁴ ВГРЭ АК «АЛРОСА» ПАО, Мирный, Россия; SedykhEIM@alrosa.ru

⁵ Московский государственный университет имени имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; msu@kopchikov.ru

⁶ Минералогический музей имени А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия; vgaranin@mail.ru

Аннотация. Алмазы трубки Пионерская, по сравнению с аналогичными минералами трубок Архангельская и им. Карпинского-1, сформировались при более высоких температурах, а также более длительное время находились в таких условиях (испытывали высокотемпературный отжиг). Трубка Пионерская имеет несколько меньшую продуктивность, однако более высокое качество алмазов, особенно в крупных размерных классах, также для нее выше доля октаэдров и высокопрозрачных кристаллов, не подверженных акцессорному травлению.

Ключевые слова: алмаз, трубка Пионерская, Архангельская алмазоносная провинция, ИК-спектроскопия, минералогия алмаза

Для цитирования: Кriuлина Г.Ю., Вяткин С.В., Бардухинов Л.Д., Седых Е.М., Копчиков М.Б., Гаранин В.К. Алмазы трубки Пионерская — морфология, спектроскопия, перспективы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 77–86.

DIAMONDS OF THE PIONERSKAYA PIPE — MORPHOLOGY, SPECTROSCOPY, PROSPECTS

Galina Yu. Kriuлина ✉, Sergey V. Vyatkin, Leonid D. Bardukhinov,
Elena M. Sedykh, Mikhail B. Kopchikov, Viktor K. Garanin

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g9671844057@gmail.com ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vyt_box@mail.ru

³ PJSC ALROSA, Mirnyi, Russia; BardukhinovLD@alrosa.ru

⁴ PJSC ALROSA, Mirnyi, Russia; SedykhEIM@alrosa.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; msu@kopchikov.ru

⁶ Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia; vgaranin@mail.ru

Abstract. Diamonds of the Pioneer pipe, compared with the Arkhangelsk and Karpinsky-1 pipes, formed at higher temperatures, as well as were in such conditions for a longer time (experienced high-temperature annealing). Pionerskaya pipe has slightly lower productivity, but higher quality of diamonds, especially in large size classes, it also has a higher proportion of octahedra and highly transparent crystals that are not subject to accessory etching.

Keywords: diamond, Pionerskaya pipe, Arkhangelsk diamondiferous province, IR spectroscopy, diamond mineralogy

For citation: Kriuлина G.Yu., Vyatkin S.V., Bardukhinov L.D., Sedykh E.M., Kopchikov M.B., Garanin V.K. Diamonds of the Pionerskaya pipe — morphology, spectroscopy, prospects. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 77–86. (In Russ.).

Введение. В составе месторождения имени М.В. Ломоносова Архангельской алмазоносной провинции выделяются две группы трубок. Северная группа включает в себя трубки им. Ломоносова, Поморскую, Пионерскую и им. Карпинского-2. В Южную группу входят трубки Архангельская и им. Карпинского-1. Наиболее значительным по размерам алмазоносным телом среди них является трубка Пионерская (площадь поверхности 36,9 га), однако она пока не вовлечена в промышленную отработку.

На сегодняшний день активно разрабатываются трубки Архангельская и им. Карпинского-1, начато освоение одной из трубок Северной группы — им. Карпинского-2.

Экономическая целесообразность промышленной разработки алмазоносного месторождения оценивается по многим критериям, важнейшим из которых является адекватная оценка запасов — как по количеству, так по качеству сырья. При этом наибольшие проблемы, как правило, возникают

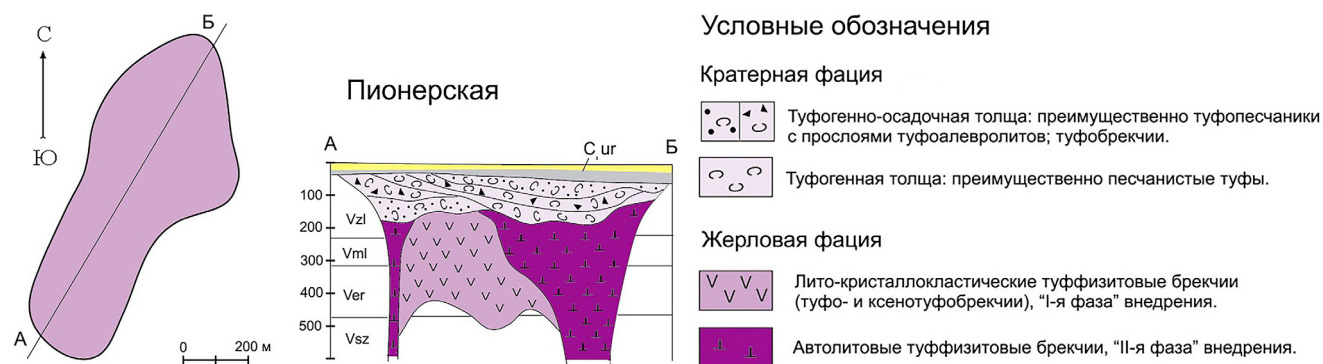


Рис. 1. Форма в плане и внутреннее строение кимберлитовой трубки Пионерская по [Garanin et al., 2021]

с определением реальной алмазности и прогнозом ее изменения с глубиной. В отличие от подавляющего большинства месторождений других видов полезных ископаемых, алмазные трубки отличаются очень низким содержанием полезного компонента — собственно алмазов, измеряемым обычно в каратах на тонну руды. Кроме того, ценность алмазного сырья сильно варьирует, она зависит от качества и непропорционально резко возрастает с увеличением размера кристаллов. Алмазы размерами <1,2 мм извлекать в процессе промышленной добычи малорентабельно, кристаллы всех размерно-весовых групп обычно извлекаются лишь в целях разведки и исследования месторождений. Основной вклад в окупаемость разработки трубки обычно вносят алмазы размерных групп –4+2 мм и выше. В то же время вероятность попадания крупных кристаллов в керн разведочных скважин низка, поэтому полученные при керновом опробовании результаты могут не отражать реальной статистики их содержания. Эти обстоятельства обуславливают высокую стоимость работ при разведке и оценке запасов месторождения, определяемую необходимостью выемки и обогащательной переработки значительных объемов породы.

После открытия трубки Пионерская в 1983 г. и первичных геологоразведочных работ, геологическое опробование скважинами проводилось в два этапа: в 2011–2014 и 2019–2021 гг. В результате работ в период 2011–2014 гг. (далее — 2014 г.) в сравнении с данными 1980-х и начала 1990-х годов установлена более высокая алмазность практически всех основных типов руд трубки Пионерская и существенно более высокая стоимость алмазного сырья. Это обусловило необходимость выполнения в 2019–2022 гг. (далее — 2021 г.) дополнительных разведочных работ по уточнению стоимостных параметров алмазов и их прогноза на глубину ее промышленной разработки. В ходе этих работ было выполнено бурение 5 скважин диаметром 279 мм, глубиной от 363 до 425 м и общей протяженностью 2045 п.м. Скважины были пробурены по породам туфогенной пачки и автолитовым брекчиям Северного рудного столба (правая часть разреза на рис. 1).

Данная работа посвящена описанию морфологических и спектроскопических свойств алмазов трубки Пионерская, а также, с целью оценки перспектив разработки трубки проведено сравнение полученных данных с характеристиками алмазов, промышленно добываемых на соседних трубках Архангельская и им. Карпинского-1.

Материалы и методы исследований. Для определения размерно-весовых характеристик кристаллов использованы данные, полученные для максимальной по количеству кристаллов выборки 2021 г. (более 5,5 тыс. шт.); а также данные о granulometрии выборки кристаллов 2014 г. добычи (более 4,8 тыс. шт.). В дальнейших исследованиях, особенно спектроскопических, были использованы меньшие по количеству выборки кристаллов, подобранные по статистически представительным минералогическим группам. При этом там, где объединение выборок могло исказить результат, распределения алмазов по свойствам производились по группам аналогичных классов крупности. Кроме того, были введены дополнительные ограничения. Распределения по размерно-весовым группам, используемые для выявления преобладающих в трубке классов, производились без учета механических осколков и обломков; распределения по габитусу рассчитаны без учета кристаллов неопределенной формы; полученные значения спектроскопических параметров несколько скорректированы в сторону увеличения доли прозрачных и просвечивающих кристаллов, пригодных для инфракрасной, фотолюминесцентной спектроскопии.

Минералогическое описание алмазов сделано под бинокляром «Motic» SMZ-143 с УФ осветителем-боксом (365 нм). ИК-спектроскопические исследования алмазов проводились на ИК-Фурье спектрометре Bruker VERTEX 70 в комплексе с ИК-микроскопом Hyperion 2000. Нормирование спектров осуществлялось по поглощению в двух-фонной области [Бокий и др, 1986, Zaitsev, 2001], определялись концентрации C-, A-, B1-, B2-дефектов алмазов. Спектры ФЛ регистрировались на спектрометре InVia (Renishaw) с возбуждением лазерами 488 и 785 нм с ×5 объективом при температуре 77 К.

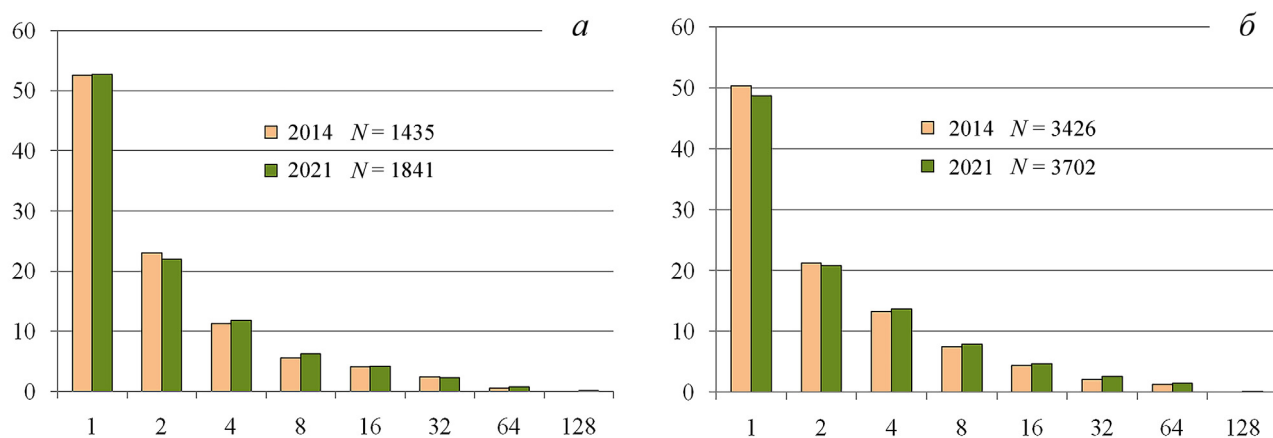


Рис. 2. Распределение по весовым разрядам (мг, в % по количеству) алмазов 2014 и 2021 гг. добычи для трубки Пионерская: из туфогенных пород кратера (а), и из автолитовых брекчий жерловой фации (б). N — количество алмазов в выборке, штук. Расчитано без учета техногенных осколков

Систематика структурных дефектов дана согласно [Dischler, 2013; Zaitsev, 2001].

Результаты исследований. Распределение по весовым разрядам алмазов трубки Пионерская, извлеченных из туфогенных пород кратера и из автолитовых брекчий жерловой фации приведено на рис. 2. Для алмазов, добытых в 2014 и 2021 г., оно является весьма сходным. И в первом и во втором случае более 70% (суммарно разряды <1,00 мг и от 1,01 до 2,00 мг) составляют кристаллы массой до 2 мг; более 90% (суммарно) составляют кристаллы массой до 8 мг; кристаллы массой от 8 до 32 мг составляют лишь около 8%; и менее 2% приходится на кристаллы массой более 32 мг.

Напротив, существуют различия в гранулометрических характеристиках алмазов по фациям внедрения кимберлита (рис. 3, а). Так, для алмазов из автолитовых брекчий жерловой фации, по сравнению с алмазами туфогенных пород кратера, увеличивается доля кристаллов класса $-2+1$ мм с 20,2%

до 23,9% (по количеству), а также доля кристаллов класса $-4+2$ мм с 2,9% до 3,6% (по количеству). Следует отметить, что по массе кристаллов это основные размерные классы для алмазов трубки (рис. 3, б).

Основные минералогические характеристики алмазов трубки Пионерская — габитус, характер образования, окраска, свечение в УФ лучах, спектроскопические параметры — рассмотрены в данной работе при их разделении по фациям.

По морфологическим признакам алмазы трубки Пионерская (рис. 4) имеют сходное распределение для кристаллов туфогенных пород кратера и автолитовых брекчий жерловой фации. Суммарно по всем размерно-весовым группам преобладают додекаэдрониды (в кратерной фации — 56%, в жерловой — 55%), большинство из которых тонкослоистые, с занозистой, сноповидно-занозистой штриховкой, а также пластически деформированные, с шагреновой и блоковой скульптурами. Реже

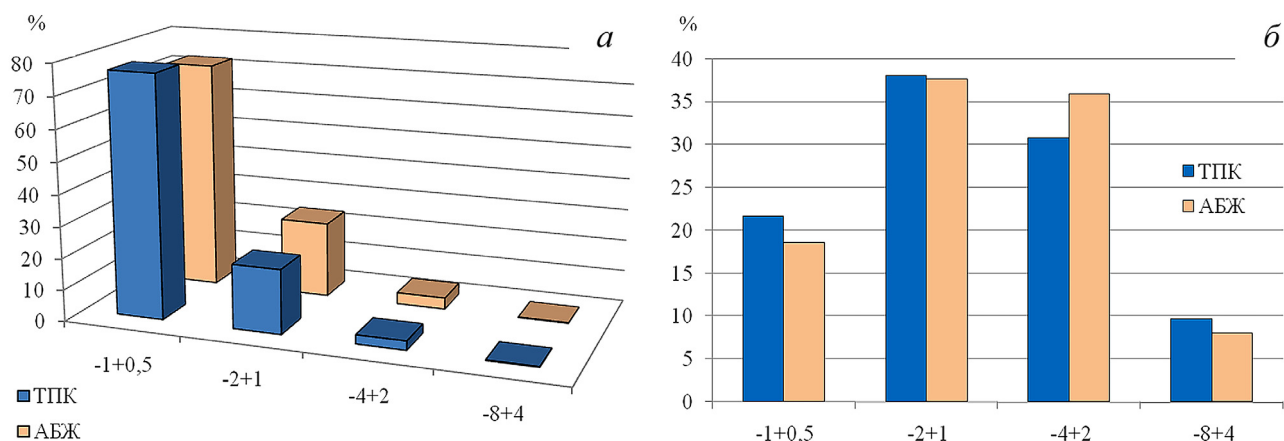


Рис. 3. Распределение по классам крупности (мм) алмазов для трубки Пионерская: а — в процентах по количеству, б — в процентах по массе. ТПК — алмазы из туфогенных пород кратера (выборка 3276 шт.); АБЖ — из автолитовых брекчий жерловой фации (выборка 7128 шт.)



Рис. 4. Алмазы трубки Пионерская: *а* — бесцветный додекаэдр с небольшим уплощением по оси L_3 и концентрической штриховкой; *б* — кривогранный сросток (типа «шпинелевый двойник») с многочисленными швами двойникования; *в* — тетрагексаэдр с реликтами поверхностей куба, пониженной прозрачностью и микровключениями типа Cloud; *г* — додекаэдр с глубоким каналом травления «поморского типа», проходящим в объеме до центральной зоны кристалла; *д* — типичные алмазы ряда октаэдр-додекаэдр желтого цвета диагонального тренда; *е* — алмаз фиолетово-розовый с полосами пластической деформации; *ж* — коричневый алмаз с шагреновой поверхностью, сформированной в результате пластической деформации

встречаются октаэдры (в кратерной фации — 24,8%, в жерловой — 26,8%) с параллельной штриховкой, сложенные тригональными слоями. Отмечается пониженное содержание алмазов переходной формы ряда октаэдр — додекаэдр (около 12%). Наиболее редки алмазы кубического габитуса, тетрагексаэдры, кристаллы ряда куб — тетрагексаэдр и псевдогемиморфные (менее 3% на каждый тип).

Для алмазов трубки Пионерская прослеживаются тенденции изменения морфологии алмазов в зависимости от класса крупности (рис. 5). С увеличением размера кристаллов (от класса крупности $-1+0,5$ мм к $-4+2$ мм) на 23% увеличивается доля додекаэдров и снижается относительное количество октаэдров: в туфогенных породах кратера в классе $-1+0,5$ мм их 28%, а в классе $-4+2$ мм — 7%;

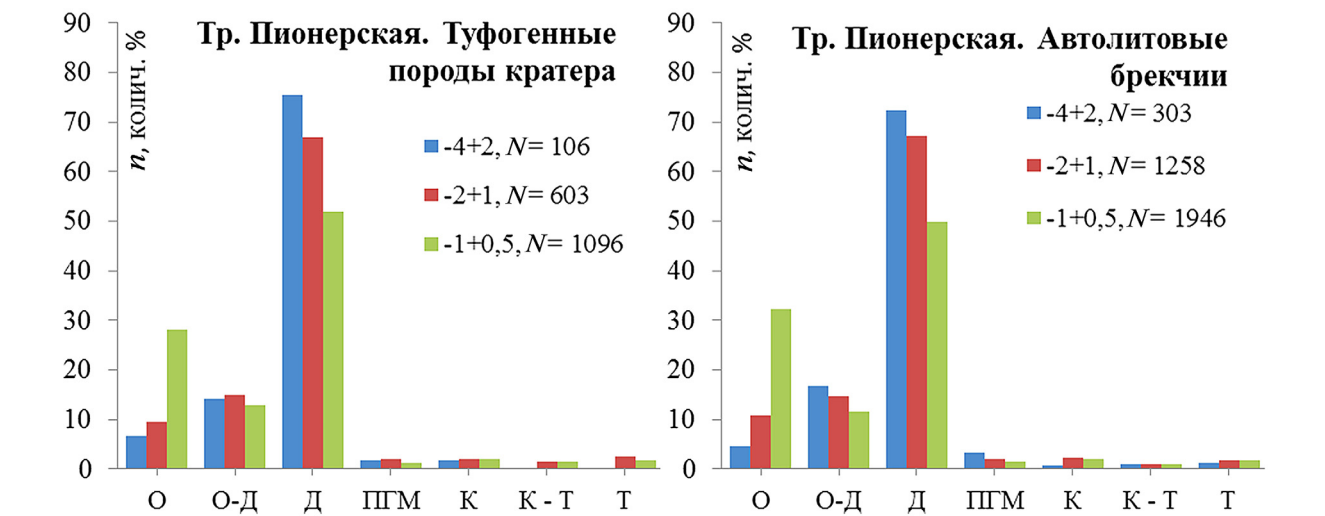


Рис. 5. Распределение алмазов из пород трубок Пионерская по габитусу. N — количество алмазов в выборках, штук, n — частота встречаемости, % по количеству. О — октаэдры; О-Д — алмазы ряда октаэдр — додекаэдр; Д — додекаэдровиды; ПГМ — псевдогемиморфные; К — кубы; К-Т — алмазы ряда куб — тетрагексаэдр; Т — тетрагексаэдры

Таблица 1

Таблица 2

Окраска алмазов трубки Пионерская					Включения в алмазах трубки Пионерская						
Окраска, %	Туфогенные породы кратера		Автолитовые брекчии жерла		Размерные группы	Количество кристаллов, шт.	Без включений, %	С графитом и графитоподобными включениями, %			
	оттенок	цвет	оттенок	цвет				всего с графитоподобными	в том числе		
Бесцветные	20,13		22,94						еди-ничные	единичные скопления	многочис-ленные
Желтые	17,56	1,19	18,20	0,87							
Желто-зеленые	2,25	0,95	1,24	0,16							
Коричневые	20,13	1,78	19,80	1,86							
Розовые	0,04		0,14	0,04							
Серые	24,83	9,92	25,27	8,18							
Желто-серые		0,63		0,89							
Черные		0,59		0,41							
в автолитовых брекчиях в классе –1+0,5 мм — 32%, а в классе –4+2 мм — 5%.											

в автолитовых брекчиях в классе –1+0,5 мм — 32%, а в классе –4+2 мм — 5%.

Распределение алмазов по характеру двойников и сростков по классам крупности для трубки Пионерская для туфогенных пород кратера и автолитовых брекчий жерловой фации представлено на рис. 6.

Доля кристаллов со следами воздействия процесса пластической деформации среди алмазов трубки Пионерская увеличивается от мелких классов к крупным: среди алмазов кратерной фации таких кристаллов от 17 до 27%, а в автолитовых брекчиях жерловой фации — от 14 до 20%. Содержание кристаллов с пятнами пигментации для туфогенных пород кратерной фации трубки Пионерская — 4%, для алмазов из автолитовых брекчий — 1%.

В трубке Пионерская широко распространены алмазы без аксессуаров травления поверхности. Около 60% алмазов рассматриваемых размерно-весовых групп (60,4% для туфогенных пород кратера

и 60,8% для автолитовых брекчий) свободны от каналов травления и каверн.

Степень сохранности алмазов трубки Пионерская достаточно низкая. Доля целых и незначительно поврежденных кристаллов в туфогенных породах кратера составляет 40%, а в автолитовых брекчиях жерловой фации снижается до 37%. Следует отметить, что в коллекции 2021 г. наблюдается повышение техногенной поврежденности на 4–8%: увеличение доли обломков и алмазов с комбинированным сколом, с трещинами, что приводит к снижению их качества.

Большинство алмазов трубки Пионерская бесцветные или с небольшим оттенком, в сумме они составляют 85% для туфогенных пород кратера

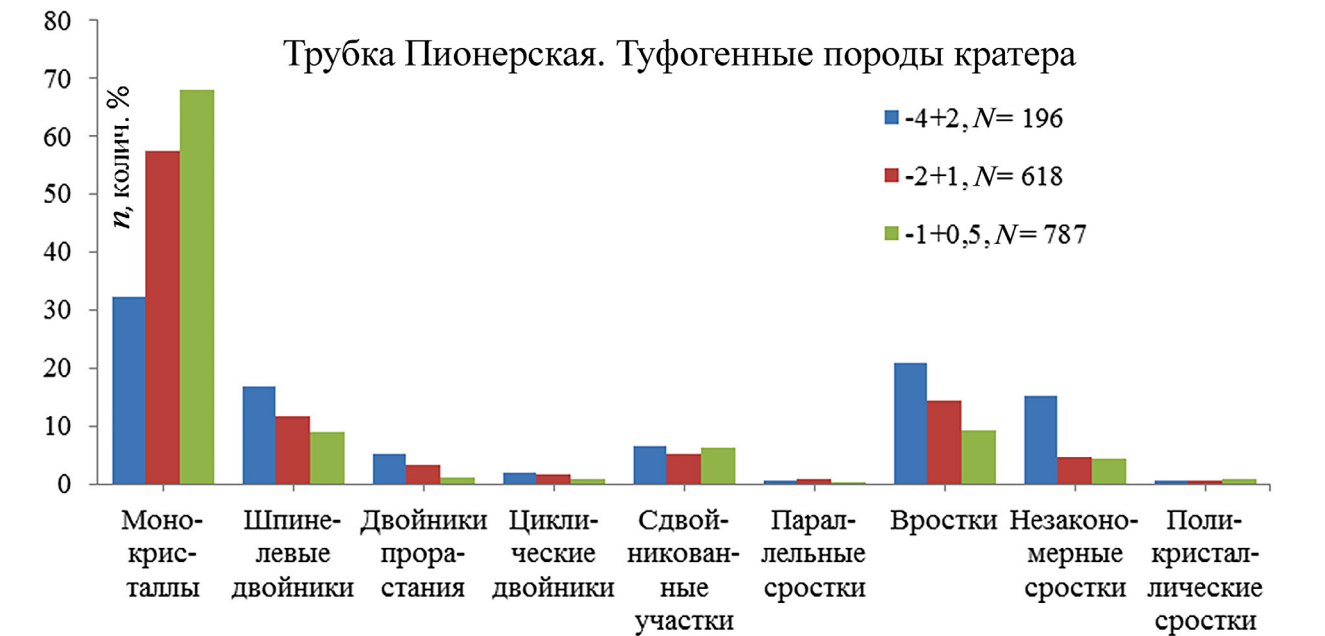


Рис. 6. Распределение алмазов трубки Пионерская по характеру двойников и сростков по классам крупности. N — количество алмазов в выборках, штук, n — частота встречаемости, % по количеству

Таблица 3

Значения содержания основных азотно-вакансионных центров, регистрируемых ИКС, для разных габитусных типов алмаза трубки Пионерская

Характеристики структурных центров	Доля кристаллов, %	I разновидность				II и III разновидность		Всего
		Октаэдр	Комбинационный О-Д	Шп. Дв.	Додекаэдроид	Куб	Тетрагексаэдроид	
		3,0	10,8	2,8	81,2	1,6	0,7	
%B	Min	5	2	6	0	10	9	0
	Max	70	65	55	75	17	50	76
	Средн. знач.	35	40	30	40	13	35	35
Ntot, at.ppm	Min	70	25	35	5	140	190	4
	Max	1750	1950	1950	2500	1270	1950	2500
	Средн. знач.	1020	1010	860	1000	820	1150	1000
A, at.ppm	Min	65	20	35	2	45	260	2
	Max	1547	1523	1640	2087	914	890	2090
	Средн. знач.	630	590	550	615	580	630	600
B1, at.ppm	Min	4	5	2	0	72	27	0
	Max	1000	1120	760	1630	658	1060	1630
	Средн. знач.	390	430	320	425	235	530	400
B2, cm-1	Min	0	0	0	0	0	0	0
	Max	24	32	17	35	5	14	35
	Средн. знач.	6	9	8	10	3	9	9
CH, cm-1	Min	0	0	0	0	0	0	0
	Max	12	13	12	26	10	14	27
	Средн. знач.	2	3	2	3	3	5	3

и 88% для автолитовых брекчий жерловой фации. В автолитовых брекчиях заметно больше коричневых кристаллов (от легкого нацвета и оттенка до выраженного цвета); также в несколько раз повышается доля розовых алмазов (табл. 1).

Доля кристаллов с высокой и средней прозрачностью в трубке Пионерская — 84% для туфогенных пород и 90,5% для автолитовых брекчий. С увеличением размера кристаллов доля таких индивидов возрастает.

Содержание включений в алмазах трубки Пионерская проиллюстрировано в табл. 2. Единичные сингенетические включения, которые, ввиду расположения на небольшом расстоянии от поверхности, удалось исследовать методом комбинационного рассеяния, были представлены графитом, хромитом (0,8% от общего количества исследованных кристаллов), оливином (1,6%) и оливином в ассоциации с графитом (2,2%). Зафиксированы протогенетические включения алмаза.

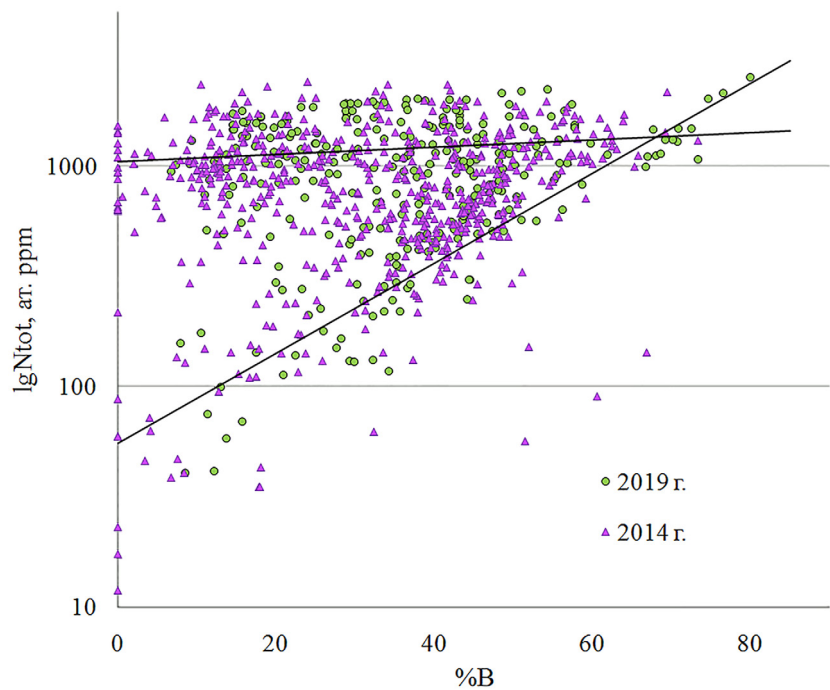
Данные о содержании структурных центров, выявленных в алмазах трубки Пионерская методом ИК спектроскопии, представлены в табл. 3. В среднем, алмазы различных габитусных форм трубки Пионерская обладают повышенным содержанием азота в виде A и B1 центров; их сумма в единичных кристаллах достигает 2500 at. ppm. Низкоазотные алмазы (Ntot < 100 at. ppm) в трубке Пионерская

составляют 7%, количество умеренно-азотных (200 < Ntot < 800 at. ppm) — 40%. Характерно повышенное количество B2 дефектов. Для 15% алмазов коллекции зарегистрирован относительный коэффициент поглощения B2 более 20 см⁻¹.

На рис. 7 приведена диаграмма соотношения суммарного азота Ntot (в виде A + B1) к доле азота в B1-форме для алмазов трубки Пионерская. Она отражает резкое преобладание кристаллов с высоким содержанием суммарного азота (Ntot > 800 at. ppm). Все алмазы трубки располагаются на двух трендах: горизонтальном, отражающем высокое содержание суммарного азота при степени агрегации азота (% B) от 0 до 50%, и диагональном, отвечающем равномерному увеличению содержания азота в A- и B1-формах.

Диагональный тренд (рис. 7) — это в основном алмазы додекаэдрического ряда и комбинационные формы октаэдр-додекаэдроид, т. е. алмазы, которые с большой долей вероятности относятся к ювелирным (при отсутствии видимых включений). Горизонтальный тренд представлен кристаллами додекаэдрического и тетрагексаэдрического габитуса с высоким содержанием азотных и водородсодержащих центров, часто с зональным строением, сравнительно невысокого качества. И даже высокая степень сохранности таких кристаллов не обеспечивает принадлежность к ювелирной серии.

Рис. 7. График распределения алмазов из трубки Пионерская по концентрации основных дефектов: соотношение концентрации суммарного азота ($\lg N_{\text{tot}}$) и доли азота в В-форме (%) в пробах 2014 и 2021 гг.



Треть алмазов из трубки Пионерская характеризуются высоким относительным содержанием водородсодержащих центров ($N3VH$, полоса поглощения на 3107 см^{-1}) [Goss et al, 2014]. В кристаллах октаэдрического и додекаэдрического габитуса в единичных случаях значения показателя поглощения достигают 12 и 13 см^{-1} .

По характеру визуально наблюдаемой фотолюминесценции алмазы трубки Пионерская близки к якутским (например, из трубки Удачная) [Костровицкий и др., 2015]. Для всех кристаллов I разновидности по классификации Ю.Л. Орлова [Орлов, 1984] резко (67,3%) преобладают кристаллы с голубым и сине-голубым свечением. Желто-зеленый цвет люминесценции преобладает для кубических и тетрагексаэдрических кристаллов; основную же массу алмазов с желто-зеленым свечением составляют кристаллы I разновидности ввиду их значительно более высокой распространенности. Суммарно желто-зеленую люминесценцию имеют 19,7%, желтую — 1,2% алмазов, это в 6 раз меньше, чем в других трубках, а алмазов с сине-голубым свечением больше в 2–3 раза, чем в других трубках месторождения им. М.В. Ломоносова [Гаранин и др, 2018]. Необычно высока доля алмазов с розовым и фиолетовым свечением — 2,6%. Зональная люминесценция обнаружена у 7,9% кристаллов; инертными под УФ-облучением остаются лишь 1,3% алмазов трубки Пионерская.

Методом фотолюминесцентной спектроскопии исследованы 300 алмазов из трубки Пионерская. Данные об обнаружении в спектрах исследованных образцов наиболее распространенных линий, отвечающих центрам люминесценции, а также их системам, приведены в табл. 4 и 5 соответственно. Выделение систем линий и идентификация центров проведены на основе данных [Zaitsev, 2001; Dischler, 2013].

Таблица 4

Фотолюминесцентная спектроскопия алмазов трубки Пионерская

нм	415	428	439,5	443	451	454,5	478,5	480,5
%	86,7	76,7	72,0	32,0	44,0	0,7	13,3	4,0
нм	489,5	496	504	510	512,5	517,5	520	524
%	7,3	19,3	28,0	2,0	17,3	1,3	14,7	11,3
нм	528	535	575	583	588	604	612,5	625
%	7,3	2,0	28,7	0,7	0,7	63,3	3,3	20,7
нм	640	645	656	670	680	692	700	704
%	28,7	9,3	9,3	2,7	96,0	2,7	56,7	0,7

Примечание. В таблице указано процентное содержание (по количеству) алмазов, в спектре которых проявлены данные линии. Интенсивность линий не учитывалась. Сумма превышает 100%, так как в спектре многих кристаллов присутствуют системы линий нескольких центров люминесценции.

Таблица 5

Встречаемость основных центров и систем люминесценции в кристаллах алмаза трубки Пионерская

Центр ФЛ (бесфоновная линия, нм)	% от количества кристаллов	Системы центров ФЛ	% от количества кристаллов
N3 (415)	90,8	N3 доминирующий	53,2
S1 (503+511)	2,1	N3 + (H3 + H4)	21,3
S2 (477+489)	14,2	N3 + (H3 + H4) + S2	0,7
H3 (503)	14,2	N3 + S2	13,5
H4 (496)	20,6		

Примечание. Указан процент кристаллов, в спектрах которых обнаружены системы линий соответствующих центров. Сумма превышает 100%, так как в спектре многих кристаллов присутствуют системы линий нескольких центров люминесценции.

Обсуждение результатов. В сравнении с алмазами из трубок Южной группы месторождения [Криулина и др., 2019; Garanin et al., 2021], алмазы из трубки Пионерская отличаются повышенной долей октаэдров и пониженной — додекаэдров и тетрагексаэдров. Среди алмазов из автолитовых брекчий для трубки Пионерская по сравнению трубками Архангельская и им. Карпинского-1 доля октаэдров больше на 20%, доля додекаэдров меньше на 15%, а тетрагексаэдров меньше на 6–8%.

Доля монокристаллов в наиболее важном классе крупности $-4+2$ мм у алмазов трубки Пионерская выше на 5–8%, чем в других трубках. Доля кристаллов с полосами пластической деформации для алмазов трубки Пионерская также несколько выше, чем в среднем по месторождению имени М.В. Ломоносова (10–15%), и эта доля увеличивается от мелких классов к крупным. В трубках Архангельская и им. Карпинского-1 количество алмазов с полосами деформации не превышает 10% и их доля наоборот, снижается от мелких классов к крупным.

В трубке Пионерская широко распространены алмазы, не затронутые процессами травления поверхности, они составляют около 60% кристаллов рассматриваемых размерно-весовых групп, что сопоставимо со значениями для трубок Архангельская и им. Карпинского-1, где 60,7% и 60,3% соответственно. Следует отметить, что доля наиболее кавернозных кристаллов с глубокими каналами «поморского типа» (рис. 4) для алмазов трубки Пионерская несколько повышена, по сравнению с алмазами из трубок Южной группы. Таким образом, алмазы трубки Пионерская более резко разделены на группы кристаллов, испытавших глубокое травление, и полностью его лишенных.

По степени сохранности алмазы трубок Пионерская, Архангельская и им. Карпинского-1 близки. Доля алмазов с природными сколами для жерловой фации трубки Пионерская составляет 37%, и это в среднем на 5% меньше, чем в трубках Южной группы.

Бесцветные и слабоокрашенные алмазы составляют абсолютное большинство для трубки Пионерская; их суммарная доля (86,7%) сопоставима с содержанием в трубке Архангельская (86%), однако ниже, чем в трубке им. Карпинского-1 (90%), в основном за счет увеличения доли алмазов с дымчато-коричневой и желто-коричневой окраской.

В то же время среди алмазов трубки Пионерская с увеличением размерности кристаллов увеличивается доля высокопрозрачных и прозрачных алмазов с желтой окраской, а также пластически деформированных алмазов с коричневой окраской. Содержание кристаллов с серой из-за многочисленных включений графита окраской снижается. В трубках Южной группы, наоборот, с увеличением размера алмазов возрастает содержание полупрозрачных алмазов и индивидов с пониженной прозрачностью из-за облаковидных микровключений,

а также возрастает доля сильно графитизированных серых алмазов.

Подобное разнонаправленное распределение по классам крупности обнаружено также для содержания включений в алмазах. Суммарная доля алмазов без включений для автолитовых пород жерловой фации составляет 43% для трубок Пионерская и им. Карпинского-1, и 46% для трубки Архангельская. Но доля алмазов с включениями зависит и от размера кристаллов. С увеличением размерности повышается количество индивидов и с графитовыми, и с сингенетическими включениями. Эта закономерность характерна для всех трубок. Однако, в автолитовых брекчиях жерловой фации трубки Пионерская наблюдается обратная зависимость. Алмазов без включений в классе крупности $-4+2$ мм больше на 9–11%, а в классе крупности $-1+0,5$ мм алмазов без включений меньше на 6–9%, чем в трубках Южной группы. Доля алмазов с графитовыми и графитоподобными включениями в крупных классах меньше на 12–17%, чем в трубках Архангельская и им. Карпинского-1. В классе $-1+0,5$ мм доля алмазов с многочисленными включениями графита напротив, больше на 4%, чем в других трубках.

Преимущественно синие тона фотолюминесценции, присущие алмазам трубки Пионерская, определяются в основном содержанием центра N3. Среди алмазов месторождения имени М.В. Ломоносова именно в алмазах трубки Пионерская он имеет наибольшую распространенность и по проценту обнаружения в кристаллах, и по доминирующему положению. Для алмазов трубки Пионерская характерна значительно большая, чем для кристаллов из трубок Южной группы, распространенность дефектов, отвечающих за линии люминесценции длинноволновой части видимого спектра — 575 нм (NV-центр), 604 нм и особенно 640, 680 и 700 нм. Именно они в случае достаточной интенсивности суммарно с линиями центра N3 определяют возникновение визуальной люминесценции в фиолетовых и розовых тонах. Среди трубок месторождения имени М.В. Ломоносова в значимых количествах алмазы с розовым и фиолетовым свечением встречаются только в трубке Пионерская. Для алмазов из тел Южной группы более типичны желто-зеленая и желтая люминесценция, обусловленная наличием H3 центров; лишь треть выборки приходится на алмазы с голубым свечением (с N3 центрами) и треть — на кристаллы, не люминесцирующие при возбуждении волнами УФ-диапазона.

Пятую часть от всех изученных алмазов трубки Пионерская составляют кристаллы с люминесценцией в желто-зеленых тонах, обусловленной системами центров S1, S2, H3 и H4. Такое желто-зеленое свечение является также косвенным признаком наличия алмазов с облаковидными включениями (Cloud), что подтверждается и при изучении, и при оценке качества алмазов [Гаранин и др., 2018]. У алмазов трубки Пионерская облаковидные включения

встречаются совместно с системами S-центров люминесценции. Большинство алмазов с желто-зеленым свечением, по данным ИКС-спектроскопии, принадлежит к горизонтальному тренду зависимости суммарного содержания азота от степени его агрегированности (высокая доля А-центров на рис. 7). Эти кристаллы, как правило, не являются идеально прозрачными из-за облаковидных и микровключений. В целом для месторождения имени М.В. Ломоносова среди кристаллов I разновидности по Ю.Л. Орлову характерно преобладание высокоазотных алмазов с низкой степенью его агрегации, что, согласно данным [Богатилов и др., 2000; Хачатрян, 2010] позволяет предположить их экзогенный генезис. Однако для алмазов трубки Пионерская в соотношении суммарного азота и азота в В-форме (рис. 7) более выражен диагональный тренд, что, предположительно, свидетельствует об ультраосновном генезисе. По сравнению с алмазами трубок Южной группы, повышена степень агрегированности азота (% B1), увеличены средние и максимальные содержания центров B2 и понижено содержание водорода (ср. коэф. поглощения $0\text{--}5\text{ см}^{-1}$).

Все эти данные свидетельствуют о том, что процессы формирования алмазов трубки Пионерская происходили при более высокой температуре по сравнению с алмазами трубок Южной группы [Васильев и др., 2022]. Кроме того, наибольшая среди алмазов месторождения имени М.В. Ломоносова распространенность центра N3 в алмазах трубки Пионерская дает возможность предположить еще и увеличение времени нахождения алмазов в таких условиях (высокотемпературный отжиг). Существенно более низкое содержание в трубке Пионерская кристаллов кубического и тетрагексаэдрического габитусов также подтверждает более высокотемпературный генезис алмазов трубки Пионерская.

Крупные алмазы и перспективы. В трубке Пионерская с возрастанием размера увеличивается доля высокопрозрачных алмазов без крупных графитовых включений, именно такие алмазы прогнозируются в крупных весовых группах +8 мм.

Среди алмазов трубки значительную долю составляют кристаллы октаэдрической и комбинационной формы, а также додекаэдриды со средним содержанием азота, сформированные при высокой температуре и подверженные процессу посткристаллизационного отжига. Это алмазы с послойным и однородным внутренним строением, следовательно, потенциально более высокого ювелирного качества. Именно эта группа кристаллов значительно повышает стоимостную оценку алмазов трубки Пионерская и делает перспективной ее промышленную обработку.

Отсутствие среди изученных алмазов образцов больше 5 кар объясняется тем, что крупные и высокоценные камни редки и фиксируются только в крупных партиях алмазов (тысячи карат). Распределение алмазов по стоимости асимметричное — она

непропорционально резко возрастает с увеличением размера ювелирных кристаллов. Это часто приводит к занижению средней стоимости в пересчете на тонну породы (до 30%) при предварительной оценке по керновым пробам относительно данных, получаемых при последующей добыче.

Проведенные исследования подтверждают равномерное распределение алмазов в трубке Пионерская как по общему содержанию, так и по распределению по гранулометрическим классам (рис. 3), а также повышенное содержание ювелирных алмазов и обломков по сравнению с трубками Южной группы. Потенциальная привлекательность трубки для промышленной отработки увеличивается с учетом еще одного фактора: в изученных пробах наиболее крупные алмазы относятся к классу $-4+2\text{ мм}$, а единичные — к $-8+4\text{ мм}$; однако, по соотношению количества и стоимости кристаллов в разных классах крупности можно прогнозировать наличие алмазов класса +8 мм ювелирного и около-ювелирного качества.

Для трубки Пионерская характерно более высокое качество алмазов за счет увеличения средней массы алмазов в классе и большего содержания кристаллов, их обломков и двойников ювелирного качества (без дефектов), при снижении массовых объемов алмазов с крупными включениями и трещинами, в сравнении с алмазами трубки Архангельская.

Качество алмазов в пределах однородного рудного столба, как правило, достаточно стабильно, при этом доля ювелирных камней в коренных месторождениях алмазов колеблется в широких пределах: от 2–5 до 70%, составляя в большинстве месторождений 15–30% массы всех алмазов, в меньшинстве — 30–50% и более. Выход ювелирных камней в трубке Пионерская составляет около 30%.

Выводы.

- Алмазы трубки Пионерская представлены преимущественно додекаэдридами, часто с проявлениями процессов пластической деформации. Кристаллы в большинстве бесцветны или слабо окрашены, высоко- и среднепрозрачны, средне- и высокоазотные, чаще с синей и голубой люминесценцией. Среди алмазов месторождения имени М.В. Ломоносова только в трубке Пионерская в значимых количествах встречены алмазы с розовой и фиолетовой люминесценцией.

- Алмазы трубки Пионерская сформировались при повышенной, по сравнению с трубками Южной группы, температуре, и находились в этих условиях большее время.

- По сравнению с алмазами трубок Архангельская и им. Карпинского-1, для алмазов трубки Пионерская выше доля октаэдрических кристаллов, в классах высокой крупности выше содержание монокристаллов. Для алмазов из автолитовых брекчий повышена доля кристаллов, не подверженных травлению. Несколько ниже доля бесцветных и слабоокрашенных алмазов, однако значительно выше

доля кристаллов с высокой прозрачностью, причем она возрастает с увеличением размера кристаллов, что нетипично. Также нетипично распределение кристаллов по степени проявления процессов травления и по наличию включений графита.

• Следует особо отметить, что, несмотря на меньшую, по сравнению с трубками Южной группы, продуктивность, алмазы трубки Пионерская имеют более высокое качество среди алмазов из всех изученных тел месторождения имени М.В. Ломоносова. Повышенное качество сырья обусловлено особенностями роста алмазов, в том числе его полойным механизмом и более длительным пребыва-

нием в высокотемпературных мантийных условиях, способствовавшем агрегации оптически-активных центров. Морфологические особенности алмазов, положительно влияющие на улучшение качества, наиболее характерны для алмазов из автолитовых брекчий трубки Пионерская.

Благодарности. Коллектив авторов благодарит АК ПАО «АЛРОСА» за предоставленную возможность исследований и публикации данного материала.

Финансирование. Работа выполнена в рамках плановых работ ВГРЭ АК «АЛРОСА», МГУ имени М.В. Ломоносова НИР цитис 121061600049-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: МГУ, 2000. 521 с.
2. Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Ключев Ю.А. и др. Природные и синтетические алмазы. М.: Наука, 1986. 224 с.
3. Васильев Е.А., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К. Термическая история алмаза кимберлитовых трубок Архангельская и им.Карпинского-I // Записки Горного института. 2022. № 255. С. 327–336. DOI <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.57>.
4. Гаранин В.К., Криулина Г.Ю., Гаранин К.В., Самосоров Г.Г. Архангельские алмазы. Новые данные. М.: ИП Скороходов В.А., 2018. 232 с.
5. Костровицкий С.И., Спеццус З.В., Яковлев Д.А. и др. Атлас коренных месторождений алмазов Якутской кимберлитовой провинции. Мирный: АЛРОСА, 2015. 480 с.
6. Криулина Г.Ю., Васильев Е.А., Гаранин В.К. Структурно-минералогические особенности алмаза месторождения им. М.В. Ломоносова (Архангельская провинция):

новые данные и их интерпретация // Доклады Академии наук. 2019. Т. 486, № 6. С. 695–698. DOI: 10.31857/S0869-56524866695-698

7. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М.: Наука, 1984. 263 с.

8. Хачатрян Г.К. Типизация алмазов из кимберлитов и лампроитов по распределению азотных центров в кристаллах // Руды и минералы. 2010. № 2. С. 46–60.

9. Goss J.P., Briddon P.R., Hill V., et al. Identification of the structure of the 3107 cm⁻¹ H-related defect in diamond // J. Phys.: Condens. Matter. 2014. Vol. 26. P. 1–6. DOI: 10.1088/0953-8984/26/14/145801

10. Dischler B. Handbook of spectral lines in diamond. Berlin: Springer Verlag, 2013. 467 p.

11. Garanin V., Garanin K., Kriulina G., Samosorov G. Diamonds from the Arkhangelsk Province, NW Russia. Springer International Publishing AG, Switzerland, 2021. 248 p.

12. Zaitsev A.M. Optical properties of diamond: a data handbook. Springer, 2001. 519 p.

Статья поступила в редакцию 04.06.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 549.271.3:553.068.51(571.651)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-87-99

МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ БАИМСКОГО РОССЫПНОГО ЗОЛОТОНОСНОГО УЗЛА, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА — НОВЫЕ ДАННЫЕ

Евгений Алексеевич Власов^{1✉}, Александр Геннадиевич Мочалов²,
Марина Федоровна Вигасина³, Василий Дмитриевич Щербаков⁴,
Павел Юрьевич Плечов⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; user420@geol.msu.ru ✉

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия; mag1950@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vigasina55@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vasily7@gmail.com

⁵ Минералогический музей им. А.Е.Ферсмана РАН, Москва, Россия; mineral@fmm.ru

Аннотация. Изложены результаты исследования минералов платиновой группы Баймского россыпного золотоносного узла (Западная Чукотка, Россия), которые относятся к иридисто-платиновому и платиновому минералогическому-геохимическому типам. Потенциальным коренным источником являются кумулятивные пироксенит-габбровые комплексы позднелавского возраста. Минералы платиновой группы попадают в аллювиальные россыпи золота в основном из промежуточных коллекторов — вулканогенно-осадочных толщ волжского яруса J_3V_{2-3} . Особенностью минералов платиновой группы Баймского россыпного узла является наличие округлых включений силикатного стекла.

Ключевые слова: минералы платиновой группы, включения, силикатное стекло, Баймский россыпной узел, Западная Чукотка, коренные источники

Для цитирования: Власов Е.А., Мочалов А.Г., Вигасина М.Ф., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Минералы платиновой группы Баймского россыпного золотоносного узла, Западная Чукотка — новые данные // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 87–99.

PLATINUM GROUP MINERALS OF THE BAIMKA GOLD PLACER CLUSTER, WESTERN CHUKOTKA: THE NEW DATA

Evgeniy A. Vlasov^{1✉}, Aleksandr G. Mochalov², Marina F. Vigasina³,
Vasily D. Shcherbakov⁴, Pavel Yu. Plechov⁵

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; user420@geol.msu.ru

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia; mag1950@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vigasina55@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vasily7@gmail.com

⁵ Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia; mineral@fmm.ru

Abstract. The results of the study of the platinum group minerals of the Baimka gold placer cluster, Western Chukotka, Russia, are presented. Platinum group minerals belong to the iridium-platinum and platinum mineralogical-geochemical types with the Late Jurassic cumulative pyroxenite-gabbro complexes as a probable source. Platinum group minerals came to alluvial gold placers primarily from intermediate reservoirs, which is the Volgian volcanic-sedimentary sequence. Rounded silicate glass inclusions are a specific feature of platinum minerals from the Baimka placer cluster.

Keywords: platinum group minerals, inclusions, silicate glass, Baimka (Vesenniy) placer cluster, Western Chukotka, primary sources

For citation: Vlasov E.A., Mochalov A.G., Vigasina M.F., Shcherbakov V.D., Plechov P.Yu. Platinum group minerals of the Baimka gold placer cluster, Western Chukotka: The new data. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 87–99. (In Russ.).

Введение. Во второй половине XX в. в золотоносных россыпях Алучинского поднятия (Билибинский район, Западная Чукотка) были обнаружены минералы платиновой группы (МПГ). Первые исследования МПГ проведены в СВКНИИ ДВО АН СССР и ВНИИ-1 МЦМ СССР (1978–1981) [Мочалов, 2001]. Попутные МПГ были установлены практически во всех россыпях самородного

золота Баймского россыпного золотоносного узла. Наиболее крупные россыпи самородного золота (ныне уже отработанные) находились в верховьях р. Баймка и р. Омчак. В 1990-е годы были проведены специализированные исследования по изучению минералогии элементов платиновой группы (ЭПГ). Установлено, что МПГ россыпей Баймского узла относятся к иридисто-платиновому и платиновому

минералого-геохимическим типам [Мочалов, 1997]. Шлиховые ореолы минералов ЭПГ приурочены к водотокам, размывающим отложения верхней толщи волжского яруса, которые рассматриваются как промежуточный коллектор [Горностаев, 1994; Gornostayev et al., 2000].

Из распространенных потенциальных россы-пеобразующих формаций в районе Алучинского поднятия: 1) мантийных дунит-гарцбургитовых комплексов офиолитов, и 2) кумулятивных пироксенит-габбровых комплексов позднеюрского возраста, по всем минералого-геохимическим признакам коренными источниками МПГ следует считать последние [Горностаев, 1994; Gornostayev et al., 1999, 2000; Мочалов, 2001 и др.]. В результате проведенного ^{190}Pt - ^4He -датирования зерен минералов группы самородной платины (МГСП) россыпей выявлены две возрастные группы — 188 ± 4 млн лет и 148 ± 6 млн лет [Власов и др., 2022]. В работе представлены результаты изучения МПГ россыпей, охарактеризованы микровключения в МГСП, в том числе включения силикатных стекол. Полученные новые данные могут способствовать решению вопроса генезиса МПГ Баимского россыпного золотоносного узла.

Геологическое строение Алучинского поднятия. Алучинское поднятие входит в состав восточного блока Алазейско-Алучинской магматической зоны, которая на юго-востоке перекрывается образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В геологическом строении района распространения золотоносных россыпей с МПГ принимают участие отложения кимериджского и волжского ярусов верхней юры и айнахургинской свиты нижнего мела (рис. 1). Отложения кимериджского яруса расположены в восточной части района и представлены вулканогенно-терригенными формациями. Волжский ярус расчленяется на две толщи. Нижняя толща состоит из переслаивающихся песчаников, алевролитов и гравелитов. Верхняя толща представляет собой чередование конгломератов, брекчий и гравелитов, туфов основного и среднего состава, туфоконгломератов, полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, лав и лавобрекчий базальтов, андезитов, трахиандезитов и трахитов. Мощность покровов лав составляет 10–150 м. В северо-восточной части района развиты песчанники, алевролиты, аргиллиты с прослоями угля айнахургинской свиты берриасского века ранней меловой эпохи (рис. 1).

К ранним интрузивным образованиям района относятся офиолиты алучинского комплекса позднепалеозойского и раннемезозойского возраста [Ганелин, 2017]. Вулканогенные породы кимериджского века и габбро-долеритовые и пироксенит-габбровые интрузивы баимского комплекса объединены в кимеридж-ранневолжскую ассоциацию [Каминский, 1987]. Отложения волжского яруса прорваны интрузивными и субвулканическими телами нескольких

магматических комплексов мелового возраста — весеннинского гранодиоритового, егдыкгычского габбро-монцонит-сиенитового и омчакского гранодиоритового (рис. 1). Со второй фазой егдыкгычского комплекса связаны практически все известные $\text{Cu} \pm \text{Mo} \pm \text{Au}$ -порфировые рудные объекты района, включая крупное месторождение Песчанка. Медно-порфировые и эпитеpmальные Au-Ag объекты, связанные с егдыкгычским комплексом являются источником золота россыпей.

В пределах Баимского узла МПГ установлены практически во всех золотоносных россыпях. Доля МПГ в массе комплексных концентратов золота и платины менялась от десятых долей до 2–7% [Горностаев, 1994]. При этом ни одно из россыпных проявлений платины не проявляет прямой пространственной связи с потенциальными коренными источниками. Шлиховые ореолы МПГ приурочены к водотокам, размывающим отложения верхней толщи волжского яруса, которые судя по комплексу минералогических признаков являются промежуточными коллекторами МПГ. На это указывает: 1) пространственная приуроченность ореолов МПГ к участкам развития пород волжского яруса; 2) наличие в составе конгломератов обломков пород клинопироксенит-габбровой ассоциации; 3) обнаружение в верховьях водотоков зерен МПГ разной степени окатанности и отсутствие их сортировки; 4) наличие в конгломератах зерен хромшпинелидов с составами, типичными для габбро-пироксенит-дунитовых массивов и кумулятивных серий ультрамафитов офиолитовых комплексов [Горностаев, 1994; Мочалов, 2001].

Образцы и методы исследования. В работе изучена коллекция из 120 зерен МГСП россыпей р. Баимка, руч. 1-й Весенний и Омчак. Помимо МПГ, в зернах большое внимание обращено на включения силикатов и окислов, так как они в первую очередь могут свидетельствовать о коренных источниках. Из зерен были изготовлены монтированные в эпоксидной смоле полированные препараты. С целью выведения на поверхность образцов новых включений МПГ и силикатов препараты подвергались неоднократной перешлифовке и реполировке. Изучение препаратов в отраженном свете проведено с помощью поляризационного оптического микроскопа Axioplan (Carl Zeiss) с цифровой фотокамерой AxioCam MRc.

Определение химического состава МГСП осуществлялось с помощью электронного микроанализатора Camebax SX 100 (ГЕОХИ РАН). Условия анализа: ускоряющее напряжение — 20 кВ, ток электронного зонда — 50 нА, диаметр пучка электронов 3–5 мкм. В качестве эталонов на Ni, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt использовались чистые металлы, на Fe и Cu — эталон CuFeS_2 . Аналитик — Н.Н. Кононкова. Для получения изображений в отраженных электронах, качественного и количественного микроанализа минералов использовался сканирующий электронный

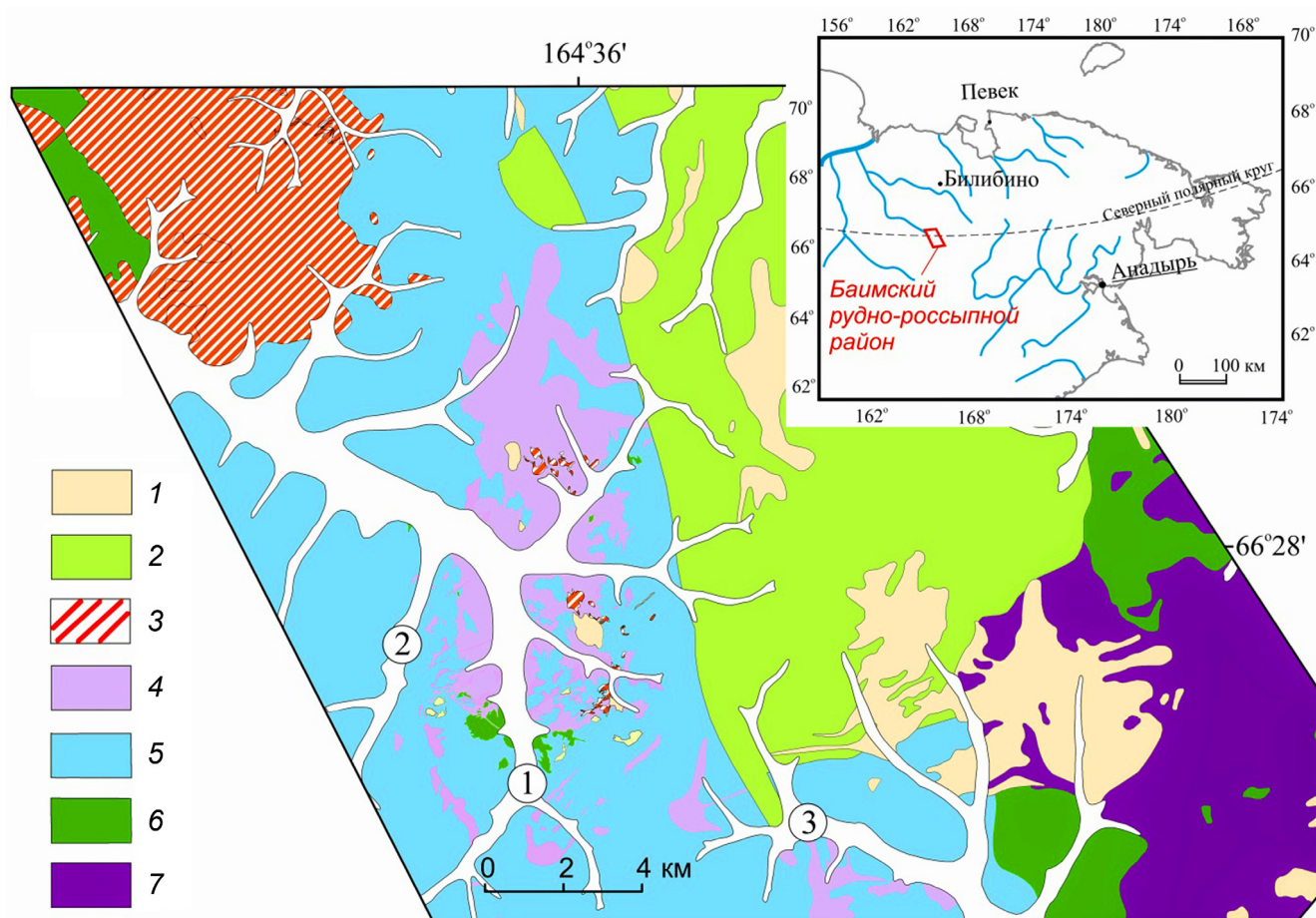


Рис. 1. Схема геологического строения Баимского россыпного золотоносного узла (использована геологическая карта масштаба 1:100 000, составленная А.Г. Сапегиным в 2014 г.): 1 — омчакский гранодиоритовый комплекс (K_2o); 2 — породы айнахургинской свиты (K_{1an}); 3 — егдыгкычский габбро-монцит-сиенитовый комплекс (K_{1e}); 4 — весеннинский гранодиоритовый комплекс (K_{1vs}); 5 — породы волжского яруса (титонского века) (J_3v_{2-3}); 6 — баимский габбро-долеритовый, пироксенит-габбровый комплекс (J_3b); 7 — алуинский комплекс (T_1a). Белым цветом показаны аллювиальные отложения четвертичного периода. Цифрами в кружках отмечены пробы из россыпей золота в которых были изучены МПГ: 1 — р. Баимка, 2 — руч. 1-й Весенний, 3 — р. Омчак

микроскоп Jeol JSM IT500 (лаборатория локальных методов исследования на кафедре петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова). Прибор оснащен энергодисперсионным спектрометром XMax^N (Oxford Instruments) с площадью кристалла 50 мм². Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток электронного зонда 0,7 нА, диаметр пучка электронов 2–3 мкм. Непосредственная продолжительность накопления ЭД-спектра составляла 70–100 секунд. Для оптимизации условий измерений (приведения условий анализа к условиям измерения стандартов) использовался металлический кобальт. Аналитики Е.В. Гусева, Н.Н. Кошлякова и В.О. Япаскурт.

КР-спектроскопическое изучение стекол проведено на рамановском микроскопе EnSpectrR 532 (МГУ, кафедра минералогии). Длина волны лазерного излучения равнялась 532 нм, мощность луча на выходе из лазерного источника была около 9 мВт, голографическая дисперсионная решетка имела 1800 штр./мм, спектральное разрешение — около 6 см⁻¹, диаметр фокального пятна — 5 мкм при увеличении 60х. Спектры были получены в диапазоне

от 100 до 4000 см⁻¹ на неориентированном образце в режиме накопления сигнала в течение 3 секунды при усреднении по 20 экспозициям. Калибровка прибора проводилась по линии кристаллического кремния 520 см⁻¹.

Эксперименты по нагреву и закалке силикатных включений в МПГ выполнены на кафедре петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ. Нагревательная ячейка установки смонтирована внутри огнеупорного кирпича. Нагреватель представляет собой алундовый цилиндр диаметром 20 мм и длиной 50 мм с 40 витками платиновой проволоки диаметром 0,5 мм. Рабочее пространство имеет диаметр 18 мм, термопара Pt-PtRh₁₀ расположена на 0,5 мм ниже нагреваемого образца. Нагреваемые зерна изоферроплатины помещались в прямоугольную платиновую ювету и засыпались сверху графитовым порошком. Платиновая ювета помещалась в заранее разогретую до 1200 ± 5 °С печь и выдерживалась там 6 минут. Температура регулировалась путем изменения напряжения источника постоянного тока MasTech HY-3020E. Закалка осуществлялась при извлечении платиновой ячейки из

Таблица 1

МПГ россыпей Баимского узла

Минерал	Индивиду- альные зерна	Каймы за- мещения	Вклю- чения
Фаза $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$	+++		
Изоферроплатина		++	
Самородная платина	++	++	
Хонгшиит		+	
Самородный иридий	+		
Самородный осмий			++
Лаурит-эрлихманит			++
Кашинит-бауит			++
Купрородсит-купро- иридсит			++
Куперит		++	+
Брэггит			+
Ирарсит-холлингуортит		+	++
Сперрилит			++
Миассит			+
Палладодимит(?)			+
Полкановит			+
Родарсенид*			+
Василит			+
Фаза Pd_3Te			+

Примечание. Распространенность минерала: +++ — распространенный; ++ — редкий; + — единичные находки; * — по данным [Gornostayev et al., 2000].

печи (в течение ≤ 2 с). За первую секунду образец охлаждался на 400–600 °С.

МПГ золотоносных россыпей Баимского россыпного узла. В россыпях Баимского узла около 70% зерен МПГ принадлежат фракции –1,5+0,5 и только наиболее крупные из них достигают 5 мм. Размер изученных в работе зерен составлял 0,5–2,0 мм. Большая их часть имеет уплощенную форму, реже комковидную. Степень окатанности зерен различная, от плохой до хорошей [Gornostayev et al., 1999]. Главными россыпеобразующими МПГ золотоносных россыпей Баимского узла являются МГСП, редкими — самородный иридий. Все остальные МПГ образуют в них включения, а также замещают МГСП, развиваясь по трещинам или по краям зерен (табл. 1).

Минералы группы самородной платины. Зерна МГСП можно разделить на две группы: 1 — однородные, 2 — с каемчатыми псевдоморфозами мощностью до первых сотен мкм. Исследование химического состава этих двух групп зерен МГСП показало, что однородные зерна первой группы и реликтовые части зерен второй группы представлены фазой с составом $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$, где $x=0,2-0,3$. Средний состав фазы $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$, рассчитанный для 88 анализов (табл. 2; рис. 2, а), отвечает кристаллохимической формуле

Таблица 2

Представительные составы фазы $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ (ан. 1–10),
изоферроплатины (ан. 11–19) и самородной платины
(ан. 20–21) россыпей Баимского узла (мас.%)

№	Pt	Ir	Rh	Os	Ru	Pd	Fe	Ni	Cu	Sb	Сумма
1	79,80	12,40	2,33	–	0,48	0,27	5,01	0,11	0,35	–	100,75
2	82,38	8,79	2,18	–	0,37	0,42	5,09	0,10	0,40	–	99,73
3	91,85	0,70	0,59	–	0,34	0,37	5,74	0,19	0,34	–	100,12
4	88,68	3,56	1,19	–	0,45	0,56	5,77	0,11	0,44	–	100,76
5	90,96	1,36	1,00	–	0,32	1,38	5,96	0,14	0,36	–	101,48
6	92,02	0,59	0,85	0,75	0,24	0,44	5,21	0,12	0,56	–	100,78
7	90,25	1,04	1,23	–	0,33	0,85	5,83	0,11	0,50	–	100,14
8	85,96	5,60	2,67	0,22	0,25	0,34	5,89	0,13	0,49	–	101,55
9	81,07	8,62	1,25	1,23	–	0,14	5,05	0,34	1,29	–	98,99
10	89,88	0,76	1,14	–	–	0,40	5,86	–	–	–	98,03
11	86,88	1,09	–	–	–	–	6,67	–	0,67	3,00	98,31
12	83,97	3,96	1,68	–	–	0,27	6,78	–	2,45	–	99,11
13	88,67	1,60	1,10	–	0,32	0,54	6,95	0,13	0,96	–	100,27
14	88,97	0,46	0,39	0,06	0,04	2,47	8,32	0,03	0,92	–	101,66
15	89,85	0,39	0,57	–	–	1,93	8,50	0,03	0,94	–	102,21
16	88,31	0,64	1,04	–	0,25	1,14	8,61	0,18	0,86	–	101,03
17	84,01	2,38	1,37	–	–	1,27	8,63	–	0,75	–	98,40
18	90,38	1,17	0,81	–	–	0,84	8,96	0,05	0,67	–	102,88
19	91,81	0,62	0,38	0,22	–	–	9,03	0,02	0,69	–	102,77
20	92,4	3,71	1,64	–	–	0,22	0,08	–	–	–	98,05
21	89,38	2,42	1,46	–	–	0,56	2,85	–	0,36	–	97,01

Примечание: (–) — ниже предела обнаружения.

$(Pt_{2,96}Ir_{0,14}Rh_{0,11}Pd_{0,03}Os_{0,01}Ru_{0,01})_{3,26}(Fe_{0,68}Cu_{0,05}Ni_{0,01})_{0,74}$.

Зерна фазы $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ в отраженных электронах нередко проявляют неоднородное строение, обусловленное вариацией суммы ЭПГ в ее составе.

Для зерен МГСП второй группы типичны каймы замещения, сложенные: 1 — изоферроплатиной, 2 — самородной платиной (иногда с хонгшиитом) и 3 — куперитом и минералами ряда ирарсит-холлингуортит. Для кайм, сложенных изоферроплатиной, нередко зернистая структура с тройными межзерновыми границами (рис. 3, а). Средний состав изоферроплатины, рассчитанный для 16 анализов (табл. 2; рис. 2, б), отвечает кристаллохимической формуле $(Pt_{2,84}Ir_{0,07}Rh_{0,05}Pd_{0,05}Ru_{0,01})_{3,02}(Fe_{0,90}Cu_{0,08})_{0,98}$. Ее состав от фазы $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ отличается меньшие количества Ir и Rh, повышенное содержание Pd и большее количество железа. В сложных каймах, сложенных куперитом, ирарситом и изоферроплатиной, в последней отмечается примесь Sb (до 3,6 мас.%).

Каймы, сложенные самородной платиной, встречается реже. Как правило, самородная платина имеет пористую структуру (рис. 3, б, в). Кроме каемчатых псевдоморфоз, она развивается в фазе $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ по тонким трещинам. Для самородной платины характерно присутствие включений хонгшиита, кварца, гематита и разнообразных силикатов.

Рис. 2. Соотношения атомарных количеств Ir, Rh и Pd: *a* — в фазе $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$; *б* — в изоферроплатине россыпей Баимского узла (с использованием данных [Горностаев, 1994])

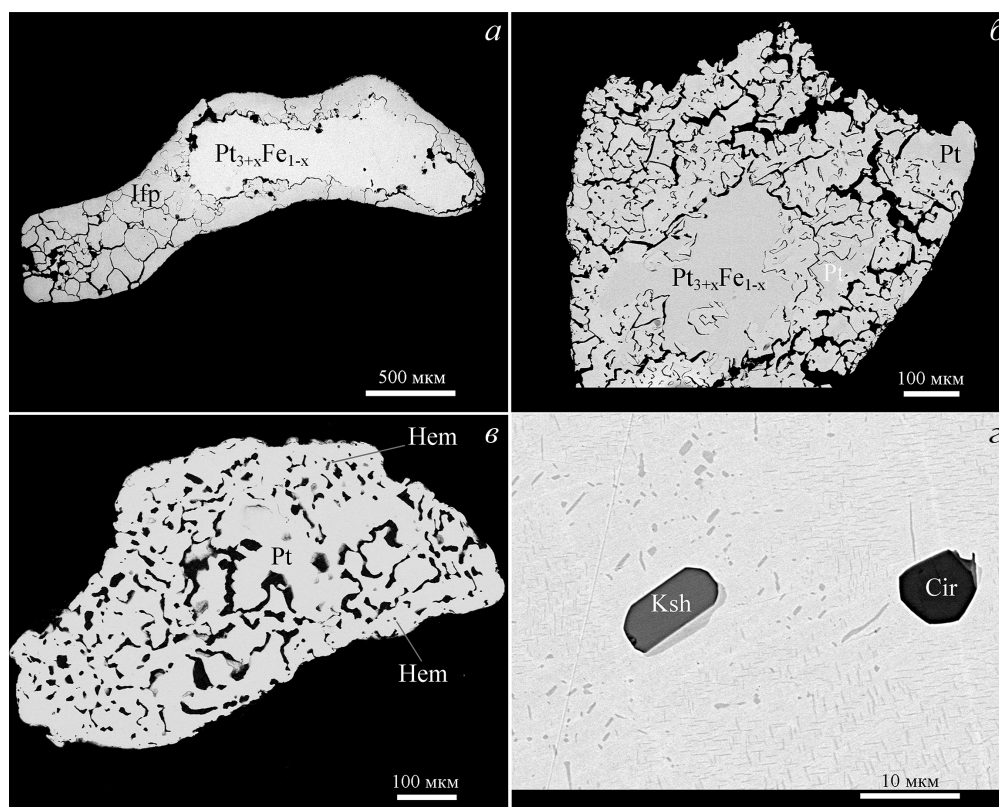
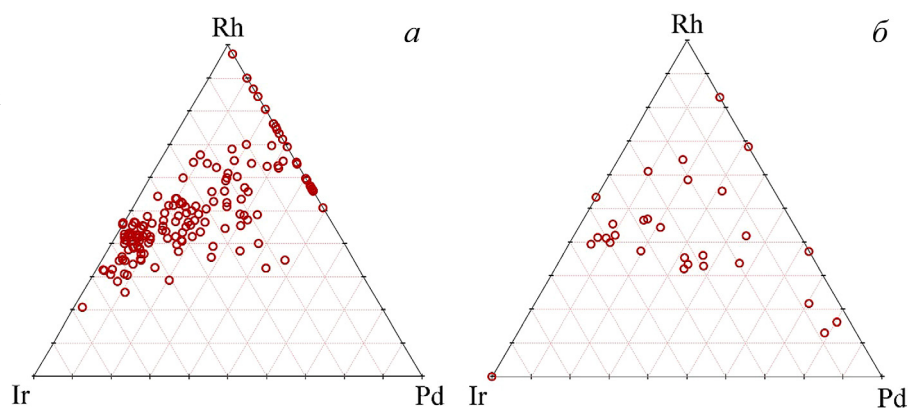


Рис. 3. МГСП и самородный иридий россыпей Баимского узла: *a* — фаза $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ с каймой изоферроплатины; *б* — фаза $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ в значительной степени замещенная самородной платиной; *в* — самородная платина с микровключениями гематита (Hem); *г* — самородный иридий с включениями кашинита (Ksh), купроиридисита (Cir) и ориентированными ламелями состава Pt-Fe. Фото в отраженных электронах

Самородная платина в некоторых случаях образует отдельные кавернозные зерна (рис. 3, в).

Частичные или полные каймы замещения (шириной до 80 мкм) вокруг зерен фазы $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ иногда образуют куперит и минералы ряда ирарсит-холлингвортит, но чаще эти минералы представлены цепочками включений в краевых зонах зерен $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$.

Среди включений МПГ в зернах МГСП установлены самородные металлы системы Os-Ir, разнообразные сульфиды, сульфоарсениды, арсениды и теллуриды ЭПГ (табл. 1). Выделены две группы включений МПГ: 1) «ранние», образующие редкие включения в фазе $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$, и 2) «поздние», распространенные в каемчатых псевдоморфозах по зернам $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$.

«Ранние» включения МПГ. Твердые растворы Os-Ir представлены пластинчатыми до листоватых кристаллами, размер которых не превышает 50 мкм (рис. 4, а). Некоторые кристаллы имеют выраженное зональное строение — центральные их части сложены самородным осмием ($Os_{0,64}Ir_{0,28}Ru_{0,05}Rh_{0,02}Pt_{0,01}$), внешние зоны — самородным иридием ($Ir_{0,56}Os_{0,29}Rh_{0,08}Pt_{0,05}Ru_{0,02}$).

Лаурит распространен в виде хорошо сформированных кристаллов (рис. 4, б), которые имеют зональное строение — от центра кристаллов к внешним зонам содержание Os возрастает. Бауит образует мономинеральные округлые включения (до 200 мкм), с переменным количеством примесей Ir и Pt. По данным [Горностаев, 1994] в виде микрон-

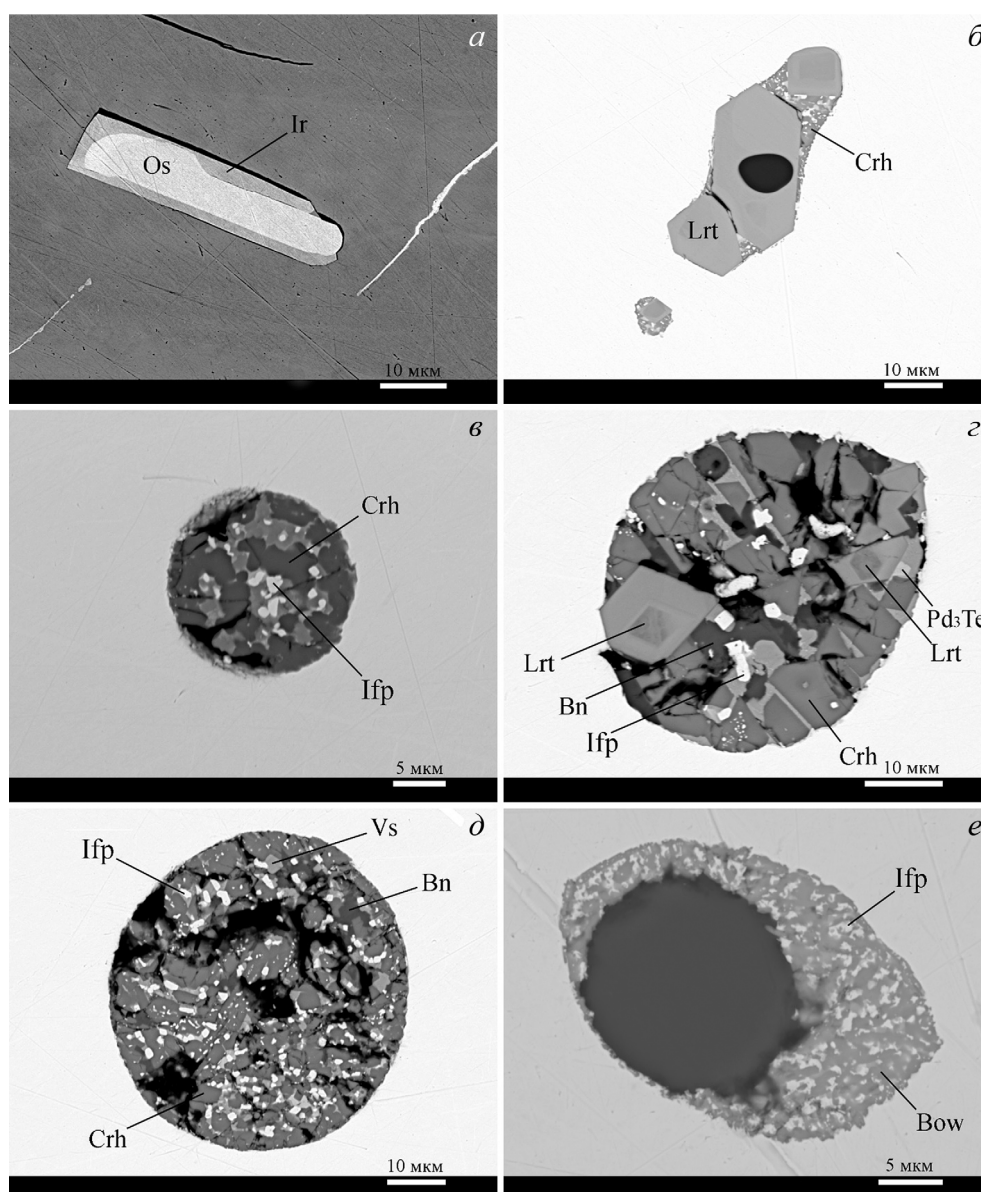


Рис. 4. Включения «ранних» МПГ в фазе $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ россыпей Баимского узла: *а* — зональный кристалл твердого раствора состава Os-Ir; *б* — зональный кристалл лаурита (Lrt) с включением силикатного стекла(?) в сростании с купорродситом (Crh); *в-д* — каплевидные включения, сложенные лауритом, купорродситом, василитом (Vs), борнитом (Bn), изоферроплатиной и фазой Pd_3Te ; *е* — включение сложенное силикатным стеклом и агрегатом изоферроплатины и бауита (Bow). Фото в отраженных электронах

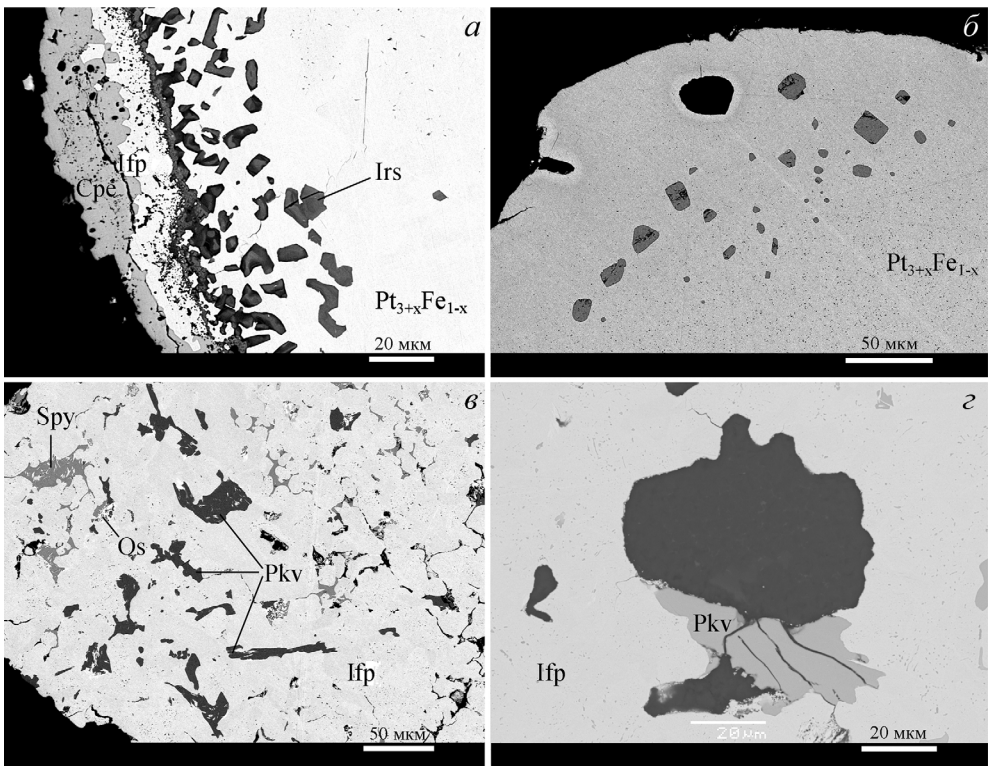
ных идиоморфных кристаллов в фазе $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ встречается купорродсит.

Во многих зернах $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ установлены необычные полиминеральные включения. Они имеют округлую форму (рис. 4), их размер 5–70 мкм. В большинстве данных включений минералы образуют очень тонкие сростания, что не всегда позволяет определить их химический состав и установить порядок кристаллизации. В наиболее крупных округлых включениях с гипидиоморфной структурой распространены лаурит и более поздний купорродсит. Минералы представлены ограненными кристаллами (до 10 мкм). Кристаллы лаурита проявляют ростовую зональность — от центра к внешним зонам кристаллов увеличивается содержание Os. Все другие минералы

включений — василит, борнит, изоферроплатина и бауит(?), фаза Pd_3Te , приобретают подчиненные (ксеноморфные) формы, выполняя пространство между кристаллами более ранних лаурита и купорродсита. Изоферроплатина в таких включениях образует небольшие (до 5 мкм) плохо ограненные кристаллы, равномерно распределенные в объеме включений (рис. 4, *в-е*). Василит представлен редкими изометричными зернами (до 5 мкм) в сростании с купорродситом. Наиболее поздним минералом в агрегатах круглых включений является борнит. Составы минералов полиминеральных включений приведены в табл. 3.

«Поздние» включения МПГ. К «поздним» включениям отнесены куперит, сперриллит, минералы ряда ирарсит-холлингуортит, более редкие — само-

Рис. 5. «Поздние» МПГ россыпей Баимского узла: а — куперит (Cpe), изоферроплатина (с примесью Sb до 3,6 мас.%) и зональные кристаллы ирарсита (Irs), окаймляющие зерно куперита во внешней зоне зерна куперита фазы $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$; б — кристаллы куперита во внешней зоне зерна фазы $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$; в — сперриллит (Spy), полкановит (Prv), хонгшиит и самородный осмий в изоферроплатине; г — полкановит, каолинит(?) и мусковит(?) в изоферроплатине. Фото в отраженных электронах



родный осмий, брэггит, полкановит, миассит, палладодимит(?). Как правило, эти минералы образует цепочки включений метакристаллов во внешних зонах зерен $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ или сингенетичные включения в изоферроплатине (рис. 5). Представительные составы «поздних» МПГ россыпей Баимского узла приведены в табл. 4.

В $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ встречаются: куперит с примесью Pd (0,4–3,2 мас.%), ирарсит-холлингвортит с характерным зональным строением (с увеличением

содержание Rh от центра кристаллов к внешним зонам), миассит, частично замещающий округлые включения бауита. Во внешних зонах зерен $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ с куперитом отмечаются редкие включения хлорита.

С изоферроплатиной установлены — сперриллит, более редкие брэггит, полкановит и минерал по составу близкий палладодимиту. Брэггит имеет кристаллохимическую формулу $Pd_{0,54}Pt_{0,41}Ni_{0,03}S_{1,02}$. Полкановит ассоциирует со сперриллитом и самородным осмием (рис. 5, в), встречаются сростания

Таблица 3

Химические составы куперордсита (ан. 1–4), лаурита (ан. 5–6) и василита (ан. 7–8) россыпей Баимского узла

№	1	2	3	4	5	6	7	8
Мас.%								
Pt	15,33	10,68	4,50	23,21	–	–	1,05	1,34
Ir	–	–	–	4,65	–	–	–	–
Rh	39,08	42,72	47,19	30,02	3,54	3,59	1,63	–
Os	–	–	–	–	23,98	34,45	–	–
Ru	–	–	–	–	35,96	27,68	0,54	–
Pd	–	–	–	–	–	0,29	69,34	69,40
Fe	4,49	5,42	6,10	0,62	0,18	0,21	0,48	0,49
Ni	0,53	0,58	0,51	0,27	–	–	–	–
Cu	9,71	9,10	8,32	11,02	–	0,32	13,33	13,03
S	29,94	30,60	30,35	27,25	33,51	32,00	12,65	12,11
Se	0,32	0,30	1,39	–	–	–	–	1,68
As	–	–	–	–	0,93	–	–	–
Te	0,15	–	0,13	–	–	–	–	–
Сумма	99,55	99,40	98,50	97,05	98,10	98,54	99,02	98,05

№	1	2	3	4	5	6	7	8
Атомов на формулу								
Pt	0,34	0,23	0,10	0,57	–	–	0,10	0,12
Ir	–	–	–	0,11	–	–	–	–
Rh	1,62	1,73	1,89	1,39	0,07	0,07	0,28	–
Os	–	–	–	–	0,24	0,36	–	–
Ru	–	–	–	–	0,68	0,55	0,10	–
Pd	–	–	–	–	–	0,01	11,61	11,80
Fe	0,34	0,41	0,45	0,05	0,01	0,01	0,15	0,16
Ni	0,04	0,04	0,04	0,02	–	–	–	–
Cu	0,65	0,60	0,54	0,82	–	0,01	3,74	3,71
S	3,98	3,98	3,91	4,03	1,99	2,00	7,02	6,82
Se	0,02	0,02	0,07	–	–	–	–	0,38
As	–	–	–	–	0,02	–	–	–
Te	0,01	–	–	–	–	–	–	–

Примечание: (–) — ниже предела обнаружения. Формулы куперордсита рассчитаны на 7 атомов, лаурита — на 3 атома, василита — на 23 атома.

Таблица 4

Химические составы куперита (ан. 1–2), кашинита (ан. 3), бауита (ан. 4), миассита (ан. 5), ирарсита-холлингвуртита (ан. 6–7), полкановита (ан. 8–9) и сперрилита (ан. 10–11) россыпей Баимского узла

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Мас. %											
Pt	80,76	82,83	3,77	13,20	4,88	2,75	9,39	14,73	15,47	46,34	52,86
Ir	–	–	48,59	33,24	2,20	45,24	22,69	–	–	10,31	3,31
Rh	–	–	22,90	28,29	70,84	10,06	23,20	46,30	46,58	0,57	0,21
Os	–	–	–	–	–	–	0,82	–	–	–	–
Ru	–	–	–	1,28	–	1,50	0,44	–	–	–	–
Pd	3,25	0,77	–	–	–	–	–	10,31	10,07	–	–
Fe	–	–	0,30	–	0,46	0,09	0,15	–	0,15	0,15	–
Cu	–	–	–	–	0,94	–	–	–	–	–	–
S	14,49	14,59	25,81	23,28	19,91	12,31	12,48	–	–	–	–
As	–	–	–	–	–	26,57	29,65	27,76	26,64	41,30	41,53
Te	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,48
Сумма	98,50	98,19	101,38	99,29	99,23	98,53	98,83	99,09	98,91	98,67	98,40
Атомов на формулу											
Pt	0,92	0,96	0,07	0,27	0,59	0,04	0,12	1,44	1,53	0,84	0,96
Ir	–	–	0,97	0,69	0,27	0,64	0,30	–	–	0,19	0,06
Rh	–	–	0,85	1,10	16,10	0,27	0,57	8,61	8,73	0,02	0,01
Os	–	–	–	–	–	–	0,01	–	–	–	–
Ru	–	–	–	0,05	–	0,04	0,01	–	–	–	–
Pd	0,07	0,02	–	–	–	–	–	1,85	1,83	–	–
Fe	–	–	0,02	–	0,19	–	0,01	–	0,05	0,01	–
Cu	–	–	–	–	0,35	–	–	–	–	–	–
S	1,01	1,03	3,08	2,89	14,51	1,04	0,98	–	–	–	–
As	–	–	–	–	–	0,97	1,00	7,09	6,86	1,94	1,96
Te	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,01

Примечание: (–) — ниже предела обнаружения. Формулы куперита рассчитаны на 2 атома, кашинита и бауита — на 5 атомов, ирарсита-холлингвуртита и сперрилита — на 3 атома, полкановита — на 19 атомов.

полкановита с агрегатами мусковит-каолининово-го(?) состава (рис. 5, з).

Самородный иридий. Редким россыпеобразующим минералом россыпей Баимского узла является самородный иридий. Для самостоятельных зерен самородного иридия характерны ориентированные микронные ламели недиагностированного минерала состава Pt–Fe. Структуру зерен можно рассматривать как продукт распада твердого раствора. Был определен валовый состав по площадке 200×180 мкм, который рассчитывается на формулу $\text{Ir}_{0,81}\text{Pt}_{0,10}\text{Os}_{0,02}\text{Ru}_{0,02}\text{Rh}_{0,01}\text{Fe}_{0,04}$. В самородном иридии установлены включения (до 10 мкм) кашинита и купроиридита в виде хорошо сформированных кристаллов (рис. 3, з).

Включения силикатов и оксидов в МГСП. Включения силикатов и оксидов в зернах МГСП россыпей Баимского узла разделены на три типа: 1 — ранние включения кристаллов магнетита и плагиоклаза; 2 — изометричные, от шарообразной формы до формы отрицательных кристаллов вклю-

чения, преимущественно, силикатного стекла; 3 — полиминеральные включения неправильной, реже округлой формы. Размер большинства включений не превышает 50 мкм.

Включения 1 типа представлены единичными микронными кристаллами магнетита (включения хромшпинелидов в МГСП не встречены) и плагиоклаза. Включения описаны в работе [Gornostayev et al., 1999], в наших образцах не встречены.

Включения 2 типа распространены в фазе $\text{Pt}_{3+x}\text{Fe}_{1-x}$ и сложены, главным образом, силикатным стеклом (рис. 6). В ряде образцов включения стекла заключены в полную или частичную «рубашку» сульфидов ЭПГ (рис. 4, е; 6, е), в некоторых включениях стекла присутствуют газовые пустоты (рис. 6, а).

Химические составы стекол приведены в табл. 5. Содержание SiO_2 , Al_2O_3 и щелочных металлов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) меняется в интервалах, соответственно: 40,3–58,7, 10,7–18,5 и 2,8–11,0 мас.%. Вариации MgO — 1,4–7,6 мас.%, $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ — 4,7–18,11 мас.%.

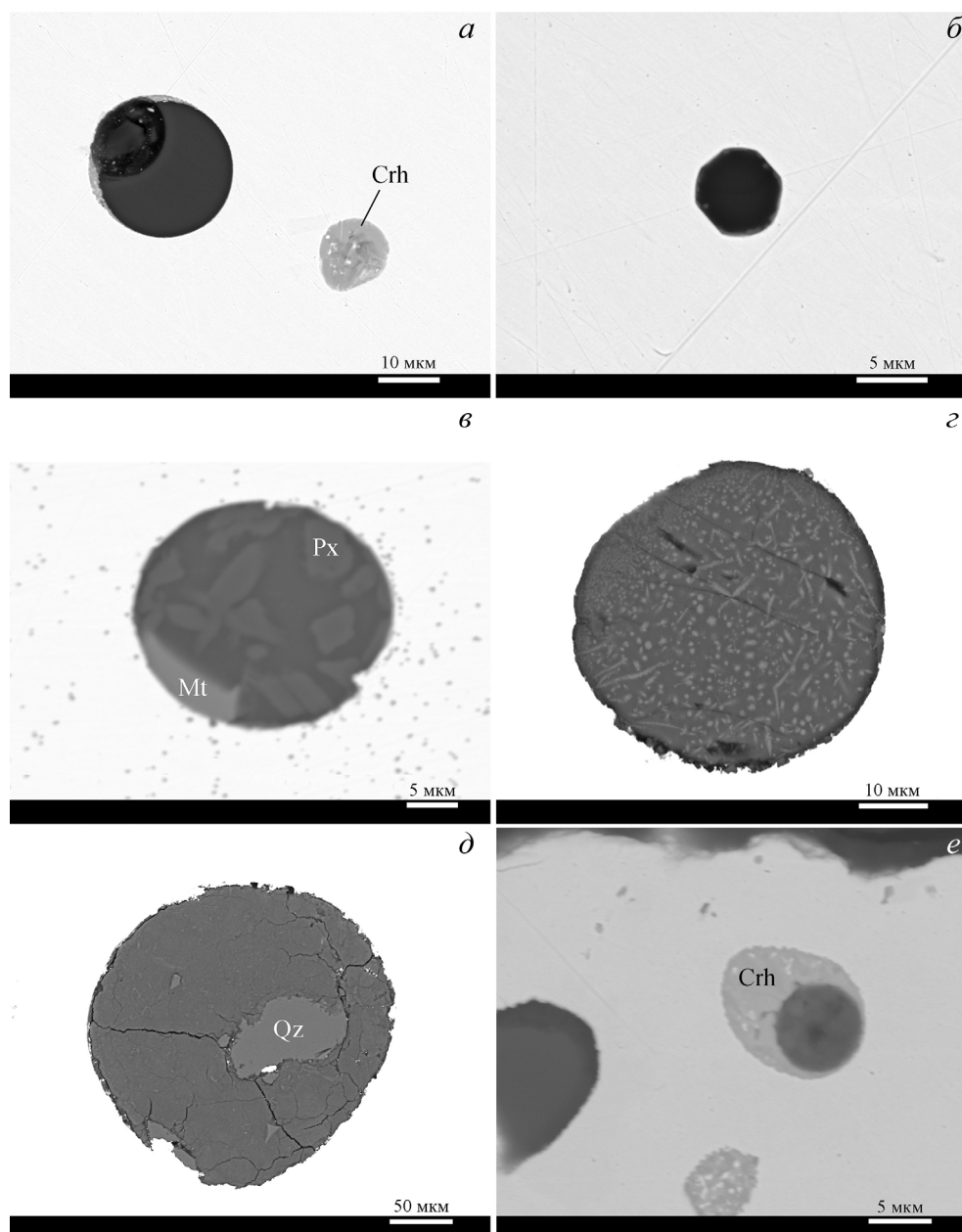


Рис. 6. Включения силикатов и оксидов в фазе $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ россыпей Баимского узла: а — включения силикатного стекла и купоросита; б — включение силикатного стекла в форме отрицательного кристалла; в — тонкие эмульсионные выделения недиагностированных силикатов в силикатном стекле; г — реликты Са-пироксена (Px) и магнетита (Mt) в силикатном стекле; д — округлая псевдоморфоза кварца (Qz) и каолинита(?) по силикатному стеклу; е — округлые включения, сложенные купороситом и псевдоморфозами кварца и каолинита(?) по силикатному стеклу. Фото в отраженных электронах

В составе стекла фиксируются повышенные содержания серы (SO_3 до 2,7 мас. %) и хлора (до 0,3 мас. %). Заниженная сумма анализов может свидетельствовать о присутствии в стеклах воды.

Полученные КР-спектры силикатных стекол имеет форму, характерную для вещества находящегося в аморфном состоянии — все линии рассеяния уширены. Две линии рассеяния разной интенсивности с рамановским сдвигом около 360 и 525 cm^{-1} соответствуют деформационным колебаниям тетраэдров $[SiO_4]$. Линия с максимумом около 700 cm^{-1} соответствует симметричным валентным колебаниям тетраэдров. Линия рассеяния, соответствующая

антисимметричным валентным колебаниям тетраэдров $[SiO_4]$, в спектре не проявлена, по-видимому, из-за слабой интенсивности. Различия в значениях рамановских сдвигов линий рассеяния, полученные в спектре по сравнению с данными [Накамото, 1991] для идеальных тетраэдров $[SiO_4]$ может быть связано с их деформацией и присутствием различных примесных элементов в составе исследуемого вещества.

В части включений второго типа в стекле наблюдаются микронные индивиды Са-клинопироксена и магнетита (единственный полученный анализ рассчитан на формулу — $Fe_{0,74}^{2+}Mg_{0,29}Fe_{1,68}^{3+}Al_{0,25}Ti_{0,03}O_4$). Размер и морфология (от угловатых до сглажен-

Таблица 5

Представительные составы стекол из включений в фазе $Pt_{3+x}Fe_{1-x}$ россыпей Баимского узла (ан. 1–9) и стекол прогретых включений в изоферроплатине щелочно-ультраосновного массива Чад (ан. 10–19) (мас.%)

№	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	FeO _{общ}	MnO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	Сумма
1	2,45	2,28	7,9	3,27	11,02	0,13	16,87	0,57	51,26	0,33	1,45	0,31	98,04
2	1,99	3,35	11,41	6,63	6,24	0,11	14,21	0,84	49,65	0,64	1,13	0,19	96,38
3	1,75	1,02	8,76	7,45	20,77	–	10,74	0,62	40,33	–	2,70	–	94,46
4	1,68	2,93	8,46	7,39	16,10	0,18	11,30	0,80	44,89	0,51	1,58	0,18	96,51
5	1,67	2,94	8,55	7,50	15,87	0,21	11,43	0,79	45,6	0,50	1,78	0,18	97,41
6	2,55	0,82	9,37	6,99	18,11	0,10	12,48	0,69	43,55	0,17	1,73	0,13	96,69
7	1,41	1,49	12,65	7,55	14,84	0,14	11,87	0,74	43,10	–	0,76	0,16	94,70
8	4,36	3,18	5,10	1,79	3,44	0,13	17,83	0,46	58,74	0,59	0,41	0,34	96,36
9	5,18	5,82	3,85	1,36	5,77	0,15	18,49	0,37	54,14	0,21	–	0,70	96,05
10	2,37	2,65	11,58	8,33	12,40	0,16	9,32	0,81	48,33	0,41	–	0,11	96,47
11	3,51	3,01	7,39	8,58	16,73	0,17	10,12	0,78	46,29	0,51	0,39	0,04	97,52
12	3,46	3,06	7,61	8,63	16,79	0,12	10,34	0,78	47,00	0,53	0,34	0,04	98,70
13	4,31	3,34	8,16	6,52	11,45	0,15	12,09	0,92	52,16	0,36	0,24	0,12	99,82
14	1,97	2,29	10,43	10,68	16,79	0,17	8,57	0,82	42,13	0,47	1,71	0,12	96,15
15	2,16	3,07	8,88	12,65	16,26	0,17	7,61	0,68	44,16	0,39	–	0,15	96,18
16	2,12	3,06	8,88	12,67	16,39	0,14	7,65	0,64	43,96	0,37	0,08	0,16	96,12
17	2,11	2,93	9,75	10,69	16,20	0,14	8,65	0,74	43,79	0,47	1,51	0,17	97,15
18	2,15	2,63	9,96	10,31	14,00	0,12	9,94	0,87	45,73	0,49	1,68	0,16	98,04
19	2,11	2,47	10,16	10,46	14,43	0,19	9,73	0,91	45,00	0,43	1,62	0,14	97,65

Примечание: (–) — ниже предела обнаружения.

ных) данных минералов позволяет рассматривать их как реликты включений 1 типа. В то же время в отдельных круглых включениях стекла наблюдается тонкая эмульсионная вкрапленность, реже включения удлиненных скелетных кристаллов недиагностированных силикатов, образование которых могло происходить в результате частичной раскристаллизации стекол.

3 тип — включения в МГСП округлой или неправильной формы, сложенные главным образом кварцем (диагностика подтверждена данными КР-спектроскопии) и глинистым минералом, предположительно каолинитом. Реже встречаются: мусковит, хлорит, кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, Са-амфибол, барит, Мп-кальцит, гематит и ряд не диагностированных фаз Ti-O, Са-S-O, Pb-Al-P-O. Образование большинства таких включений связано с заполнением каверн и трещин в зернах МГСП при их нахождении в промежуточных коллекторах верхней толщ волжского яруса [Горностаев, 1994, Мочалов, 2001, Gornostayev et al., 2000]. Округлые включения кварц-каолинитового или хлоритового состава (рис. 6, д, е) рассматриваются как псевдоморфозы замещения включений силикатных стекол.

Эксперимент по нагреву многофазных силикатных включений в изоферроплатине массива Чад. Включения силикатов и оксидов в МПГ весьма информативны при исследовании их россыпеобразующих формаций и генезиса [Дмитренко, Моча-

лов, 1989; Мочалов, 2001, 2019; Johan, 2006; Vlasov et al., 2020]. Изначально к вероятным коренным источникам МПГ в районе Алучинского поднятия отнесены пироксенит-габбровые комплексы [Горностаев, 1994, Gornostayev et al., 1999, Мочалов, 2001]. В связи с щелочным характером силикатных стекол МГСП Баимского золотоносного узла, проведено их сравнение с включениями в изоферроплатине щелочно-ультраосновного массива Чад (массив Чад) на Алданском щите, с которым связаны россыпные месторождения, а их МПГ относятся к иридиоплатиновому и платиновому минералогическим типам [Мочалов, 1997, 2001].

Включения в изоферроплатине иридиоплатинового типа массива Чад представлены полиминеральными агрегатами имеющими форму хорошо сформированных отрицательных кристаллов, размер которых составляет 10–100 мкм. Чаще всего включения образованы клинопироксеном, амфиболом и флогопитом; в некоторых включениях отмечаются альбит, К-На полевой шпат, апатит, нефелин, титанит и стеклоподобные криптоагрегаты силикатов. Кроме того, часть объема отрицательных кристаллов могут занимать пустоты [Vlasov et al., 2020].

В результате проведенного эксперимента по прогреву многофазных включений в изоферроплатине массива Чад, первичные минералы включений были полностью расплавлены. Форма включений

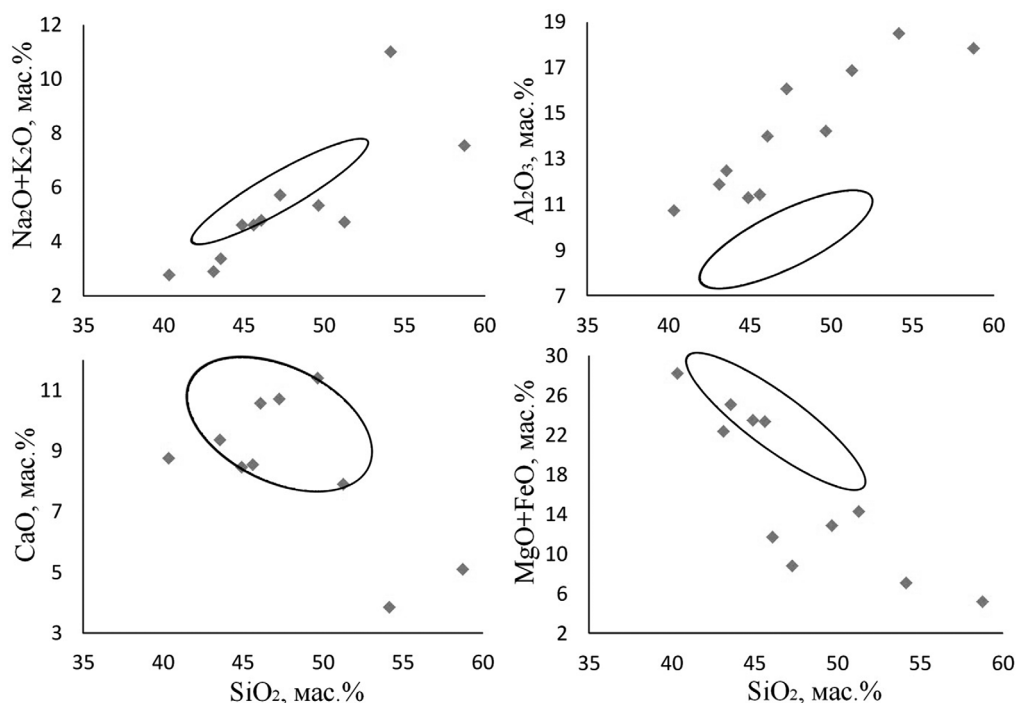


Рис. 7. Составы стекол из включений в фазе $\text{Pt}_{3+x}\text{Fe}_{1-x}$ россыпей Баимского узла. Сплошной линией показаны поля составов стекол, полученных после плавления полиминеральных включений в МГСП Чадского массива

при этом не поменялась. Закаленные включения сложены силикатным стеклом, реже отмечаются микронные включения хорошо сформированных кристаллов новообразованных силикатов (форстерит, магнезиальный пироксен), а также газовые пузырьки округлой формы. Состав полученных стекол (табл. 5) по основным параметрам совпал с составом силикатных стекол в МГСП Баимского золотоносного узла (табл. 5; рис. 7). Для изученных стекол характерны положительные корреляции между содержанием SiO_2 и щелочных металлов ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), а также Al_2O_3 , и отрицательные — с FeO и MgO (рис. 7). Стекла в МГСП Баимского узла и массива Чад содержат близкие концентрации примесных компонентов — Ti , P , S и Cl . Температура, при которой осуществлялось плавление многофазных включений в изoferроплатине массива Чад ($1200 \pm 5^\circ\text{C}$) сопоставима с температурами кристаллизации лав основного-среднего состава, слагающих покровы в разрезе верхней толщи волжского яруса Алучинского поднятия.

Стекла, полученные при прогреве включений в изoferроплатине массива Чад, соответствуют подобным из хромшпинелидов щелочно-ультраосновного массива Кондёр [Симонов и др., 2010]. В тоже время, силикатные стекла массива Чада и Баимского узла отличается более низкие содержания MgO , при полном отсутствии Cr_2O_3 .

Обсуждение полученных результатов. Полученные в ходе данной работы результаты по исследованию минералогии ЭПГ Баимского россыпного золотоносного узла в целом подтвердили результаты ранних исследований и сделанные выводы [Горно-

стаев, 1994; Gornostayev et al., 1999, 2000; Мочалов, 2001].

На основании разработанных за последнее время типоморфных признаков МГСП и конкретизированной классификации минералого-геохимических типов МПГ и их россыпеобразующих формаций [Мочалов, 2013, 2019; Мочалов и др., 2023], появилась возможность переосмыслить и дополнить ряд ранних положений.

Состав фазы $\text{Pt}_{3+x}\text{Fe}_{1-x}$ попадает в двухфазную область низкотемпературного состояния фазовой диаграммы $\text{Pt}-\text{Fe}$. На этом основании фазу $\text{Pt}_{3+x}\text{Fe}_{1-x}$ нужно рассматривать как криптоагрегат изoferроплатины и самородной платины [Мочалов и др., 1988, 2018]. Такие криптоагрегаты МГСП распространены в многофазных зональных щелочно-ультраосновных и габбро-пироксенит-дунитовых массивах. В этих массивах криптоагрегаты МГСП пользуются преимущественным распространением в магматогенно-флюидно-метасоматическом платиновом типе, и больше всего в осмисто-платиновом и палладисто-платиновом подтипах, которые развиты, соответственно, в жильных пироксенитах и флогопит-магнетитовых-пироксенитах. В данных типах фактически отсутствуют сростания МГСП с хромшпинелидами, а распространены включения в МГСП клинопироксена и магнетита. В зернах МГСП россыпей Баимского узла включения 1 типа (магнетит, плагиоклаз), вместе с реликтами клинопироксена и магнетита в силикатном стекле, могут свидетельствовать в пользу пироксенитов, как первоначальных коренных источников большинства МПГ россыпей Баимского узла.

Как было показано в работах [Горностаев, 1994; Gornostayev et al., 2000] МГСП попадают в аллювиальные россыпи золота Баимского узла в основном из пород волжского яруса — промежуточного коллектора. Здесь коллектором МГСП ранее рассматривались конгломераты верхней толщи. Полученные в работе данные позволяют предполагать, что коллекторами могут быть и разнообразные вулканиты (туфы основного и среднего состава, лавы и лавобрекчии базальтов, андезитов, трахиандезитов и трахитов) волжского яруса, подобно флюидно-эксплозивным брекчиям железо-марганцевого месторождения Поперечное (Малый Хинган). На данном объекте ксеногенные МПГ были захвачены высокоомобильными пересыщенными флюидами расплавами андезит-дацитового состава [Мочалов и др., 2023; Berdnikov et al., 2020].

Попадание МГСП в вулканиты волжского яруса сопровождалось быстрым нагревом, в некоторых случаях высокотемпературной перекристаллизацией, с последующим «мгновенным» остыванием, что в итоге могло привести к формированию включений силикатного стекла и округлых полиминеральных включений МПГ. Попадание как конгломератов, так и вулканитов волжского яруса содержащих ксеногенные МПГ в зону поверхностного выветривания, в конце концов приводит их к эрозионно-абразионному разрушению и формированию россыпей. На наш взгляд, такой механизм объясняет ряд обнаруженных характерных признаков в минералогии ЭПГ Баимского узла.

1. Распространение в МГСП шарообразных включений силикатного стекла, в ряде случаев заключенного в полную или частичную «рубашку» сульфидов ЭПГ. Так же в генетическую ассоциацию со стеклами попадают необычные шарообразные включения полиминеральных агрегатов МПГ. О том, что силикатные стекла могли образовываться именно в результате плавления включений 1 типа указывают их реликты в стекле и состав самих стекол. Он оказался таким же, как у экспериментальных стекол, полученных при прогреве многофазных включений в МГСП щелочно-ультраосновного массива Чад.

2. Распространение на зернах МГСП внешних каемок самородной платины и, возможно, изоферроплатины. Каймы замещения, сложенные тетраферроплатиной, туламинитом, куперитом или сперилитом, типичны для изоферроплатины многофазных зональных щелочно-ультраосновных

и габбро-пироксенит-дунитовых массивов. По такому каемчатому псевдоморфозам в случаях нового высокотемпературного метасоматоза происходит образование повторных кайм из агрегатов, часто пористых, изоферроплатины или самородной платины, нередко в сростании с магнетитом или оксидами/гидроксидами железа [Мочалов, 2019]. По нашему мнению, именно такой процесс повторного псевдоморфизма произошел с зернами МГСП Баимского узла во время их попадания в толщи вулканитов волжского яруса. Образование кайм самородной платины могло происходить в окислительной обстановке и сопровождаться почти полным выносом железа из состава исходных МГСП.

Закключение. Среди МПГ Баимского россыпного золотоносного узла главными являются изоферроплатина и криптоагрегаты изоферроплатины и самородной платины, второстепенное значение имеет самородная платина. Другие минералы ЭПГ редки. МПГ относятся к иридисто-платиновому и платиновому минералого-геохимическим типам, но больше всего к разновидностям (подтипам) последнего — осмисто-платиновому и палладисто-платиновому. Такие подтипы пользуются распространением, соответственно, в жильных пироксенитах и флогопит-магнетитовых-пироксеновых метасоматитах многофазных зональных щелочно-ультраосновных массивах. Вероятным коренным источником МПГ Алучинского поднятия являются пироксениты пироксенит-габбровых комплексов позднечуковского возраста.

Распространенные в МГСП шарообразные включения силикатных стекол могли образоваться в результате плавления ранних включений (клинопироксен, плагиоклаз, магнетит). Составы силикатных стекол в МГСП россыпей Баимского узла оказались аналогичными составам экспериментальных стекол расплавных включений в МГСП щелочно-ультраосновного массива Чад.

Благодарности. Авторы выражают признательность Н.Н. Кононковой, Е.В. Гусевой, Н.Н. Кошляковой и В.О. Япаскурту за практическую помощь в проведении исследований, И.А. Калько за помощь в оформлении рисунков, И.А. Бакшеева и Э.М. Спиридонова за ценные замечания и рекомендации.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-27-00342. Сканирующий электронный микроскоп Jeol JSM IT500 приобретен за счет средств «Программы развития Московского университета».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Власов Е.А., Иванова Е.С., Мочалов А.Г., Якубович О.В. ^{190}Pt – ^{4}He -возраст самородных минералов платины Баимского россыпного золотоносного узла, Западная Чукотка // Докл. РАН. 2022. Т. 507, № 1. С. 35–41.
2. Ганелин А.В. Офиолитовые комплексы Западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования) // Труды Геологического института. 2017. Вып. 613. 178 с.

3. Горностаев С.С. Геологические условия нахождения и состав минералов платиновых элементов в районе Алучинского поднятия (Западная Чукотка): Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 1994. 236 с.
4. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г. О происхождении включений водосодержащих силикатов в платиноидных минералах и хромшпинелидах ультрамафитов // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 5. С. 1207–1211.

5. Каминский В.Г. Медно-порфировое оруденение центральной части Баимской металлогенической зоны // Советская геология. 1987. № 6. С. 49–54.
6. Мочалов А.Г. Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край). М.: Минералогический Альманах. Ltd. Серия: Знаменитые минералогические объекты России. 2019. Т. 23, вып. 3. 128 с.
7. Мочалов А.Г. Модель происхождения минералов платиновой группы габбро-пироксенит-дунитовых кумулятивных комплексов Корякского нагорья (Россия) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 5, № 3. С. 171–188.
8. Мочалов А.Г. Россыпи платиновых металлов // Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М.: Научный мир, 1997. С. 127–165.
9. Мочалов А.Г. «Шлиховая платина» россыпей Дальнего Востока России: Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 2001. 300 с.
10. Мочалов А.Г., Бердников Н.В., Галанкина О.Л. и др. Минералогия элементов платиновой группы в эксплозивных брекчиях месторождения Поперечное (Малый Хинган, Россия) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42, № 2. С. 88–104.
11. Мочалов А.Г., Жерновский И.В., Дмитренко Г.Г. Состав и распространенность самородных минералов платины и железа в ультрамафитах // Геология рудных месторождений. 1988. № 5. С. 47–58.
12. Мочалов А.Г., Якубович О.В., Золотарев А.А. Структурные изменения и сохранность радиогенного ^4He в минералах платины при механических деформациях // Докл РАН. 2018. Т. 480, № 1. С. 85–89.
13. Накамото К. ИК-спектры и спектры КР неорганических и координационных соединений. М.: Мир, 1991. 536 с.
14. Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В., Тарнавский А.В. Условия кристаллизации дунитов Кондерского платиноносного щелочно-ультраосновного массива, Юго-Восток Алданского щита // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 44–55.
15. Berdnikov N.V., Nevstruev V.G., Kepezhinskas P.K., et al. PGE mineralization in andesite explosive breccias associated with the Poperechny iron-manganese deposit (Lesser Khingan, Far East Russia): whole-rock geochemical, ^{190}Pt – ^4He isotopic, and mineralogical evidence // Ore Geology Reviews. 2020. Vol. 118. P. 103352.
16. Gornostayev S.S., Crocket J.H., Mochalov A.G., Laajoki K.V.O. The platinum-group minerals of the Baimka placer deposits Aluchin horst, Russian Far East // The Canadian Mineralogist. 1999. Vol. 37. P. 1117–1129.
17. Gornostayev S.S., Dodatko A.D., Laajoki K.V.O., Mochalov A.G. Origin of platinum-bearing placers in the Aluchin horst, Russian Far East // Economic Geology. 2000. Vol. 95. P. 549–558.
18. Johan Z. Platinum group minerals from placers related to the Nizhni Tagil (Middle Urals, Russia) Uralien-Alaskan type ultramafic complex: ore-mineralogy and study of silicate inclusions in (Pt, Fe) alloys // Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 87. P. 1–30.
19. Vlasov E.A., Mochalov A.G., Naumov D.I. New data on platinum group minerals of The Chad lkaline-ultramafic massif Chad, Khabarovsk Krai, Russia. X International Symposium «Mineral diversity — research and preservation». Sofia, Bulgaria. 2020. P. 52–58.

Статья поступила в редакцию 26.09.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 550.4.02 550.41 550.424

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-100-108

АДСОРБЦИЯ РТУТИ (II) НА МИНЕРАЛАХ ПОРОД МАЙКОПСКОЙ СЕРИИ И ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКИХ ГЛИНАХ

Джамиля Салаватовна Салаватова^{1✉}, Дмитрий Алексеевич Бычков²,
Рената Вилевна Фяйзуллина³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; salavatova-jamilya2012@yandex.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; krok@geol.msu.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fiaizullina@geol.msu.ru

Аннотация. Изучены кислотно-основные свойства поверхности глин майкопской серии и грязевулканических глин, а также их адсорбционные свойства в отношении ионов ртути (II). Показано, что $pH_{ТНЗ}$ для первых составляет в среднем 7,1; для вторых — 9,0. Значение $pH_{ТНЗ}$ для грязевулканических глин согласуется со значениями pH в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона. При соотношении масс сорбента и раствора 1:900 адсорбционное равновесие наступает спустя 4 суток при активном перемешивании. Экспериментальные данные по адсорбции ртути из NaCl–NaHCO₃ раствора на природных сорбентах лучше всего описываются уравнениями Редлиха–Петерсона и Тота. Процесс адсорбции ртути на глинах майкопской серии происходит интенсивнее, чем на грязевулканических глинах.

Ключевые слова: адсорбция, ртуть, майкопская серия, грязевые вулканы, кинетика адсорбции, изотермы адсорбции, природные сорбенты, точка нулевого заряда

Для цитирования: Салаватова Д.С., Бычков Д.А., Фяйзуллина Р.В. Адсорбция ртути (II) на минералах пород майкопской серии и грязевулканических глинах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 2023. № 6. С. 100–108.

MERCURY (II) ADSORPTION ON MINERALS OF MAIKOP SERIES ROCKS AND MUD VOLCANO CLAYS

Dzhamilya S. Salavatova^{1✉}, Dmitriy A. Bychkov², Renata V. Fiaizullina³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; salavatova-jamilya2012@yandex.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; krok@geol.msu.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; fiaizullina@geol.msu.ru

Abstract. The acid-base properties of the surface of the Maikop series clays and mud volcano clays, as well as their adsorption properties with respect to mercury (II) ions, were studied. It is shown that pH_{PZC} for the former is 7.1 on average; for the second — 9.0. The pH_{PZC} value for mud volcano clays is consistent with the pH values in the waters of mud volcanoes in the Kerch-Taman region. When the mass ratio of the sorbent and solution is 1:900, adsorption equilibrium occurs after 4 days with active stirring. Experimental data on mercury adsorption from NaCl–NaHCO₃ solution on natural sorbents are best described by the Redlich–Peterson and Toth equations. The process of mercury adsorption on clays of the Maikop series is more intense than on mud volcano clays.

Keywords: adsorption, mercury, Maikop series, mud volcanoes, adsorption kinetics, adsorption isotherms, point of zero charge

For citation: Salavatova D.S., Bychkov D.A., Fiaizullina R.V. Mercury (II) adsorption on the Maikop series rocks and mud volcano clays. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 100–108. (In Russ.).

Введение. Поведение ртути в грязевулканическом процессе в достаточной степени не изучено. Существует мнение, что глины майкопской серии сорбируют ртуть, затем погружаются в зону грязевулканического очага и преобразуются, в результате чего происходит высвобождение ртути, которая дальше начинает собственное поведение в грязевулканической системе. Главным путем миграции ртути к поверхности предполагается перенос в газовой фазе, преимущественно метановой. Изучение адсорбционных свойств глин майкопской серии и грязевулканических глин по отношению к ионам

ртути может стать одним из способов проверки данного предположения.

На адсорбцию веществ из водных растворов большое влияние оказывают как свойства самого сорбента (наличие порового пространства, химическая структура компонентов, входящих в состав поглотителя), так и свойства поглощаемого им вещества (его химическая структура, растворимость, химическая активность). Важную роль при изучении процесса адсорбции играют внешние факторы: время контактирования сорбента с адсорбтивом, температура, pH среды и др. Кроме того, информация об

адсорбционных свойствах того или иного сорбента может помочь в принятии решения о его использовании в качестве поглотителя для очистки окружающей среды от ртутных загрязнений [Trakarnpruk, Chirandorn, 2005; Fiaizullina et al., 2017; Фяйзуллина и др., 2020; Dehghani et al., 2020; Azzahra, Masrura, 2021; Caicedo Salcedo et al., 2021; Ghosh et al., 2022; Tursi et al., 2022; Darmadi et al., 2023].

Материалы и методы. Природный материал представляет собой глины майкопской серии (проба K18-16) и грязевулканические глины (проба K18-03). Обе пробы были отобраны в Крыму в 2018 г.: первая — у деревни Зубакино в русле р. Альма, где обнажение представляет собой выходы однородных зеленовато-серых глин с редкой фауной фораминифер; вторая — на Булганакском поле на склоне сопки Андрусова.

Аппаратура и реактивы. В экспериментах были использованы полипропиленовые пробирки объемом 50 мл («Ningbo Greetmed», Китай); центрифужные полипропиленовые пробирки объемом 10 мл; азотная кислота квалификации «ос.ч.» («Химмед», Россия), дополнительно перегнанная без кипения; натрия гидроксид квалификации «ч.д.а.» («Химмед», Россия). Источником ионов Hg^{2+} служил ГСО 9К-1 («ЦСОВВ», Россия), представляющий собой водный раствор ртути азотнокислой, подкисленный азотной кислотой (молярная концентрация кислоты CO составляет 0,1 моль/дм³); а также ГСО 7879-2001 (НК-ЭК) («ЭКРОС», Россия) — раствор ртути азотнокислой в 1М азотной кислоте.

Концентрации ионов ртути (II) определялись атомно-абсорбционным методом с зеемановской коррекцией неселективного поглощения на спектрометре РА-915М с беспламенным типом атомизации («Люмэкс», Россия). Интегрирование аналитического сигнала и расчет концентрации ртути проводились с помощью программного обеспечения РАПИД. Для реализации метода «холодного пара» использована приставка РП-92 («Люмэкс», Россия). Катионы ртути восстанавливались 10%-ным раствором хлорида олова (II) 2-водного квалификации «ч.» («Химмед», Россия) в 15%-ной серной кислоте квалификации «ос.ч.» («Сигма Тек», Россия).

Концентрации ионов ртути, поглощенных адсорбентом, определялись по формуле:

$$G_i = \frac{(C - C_i) \cdot m_{\text{раствора}}}{m_{\text{сорбента}}}, \quad (1)$$

где G_i — величина адсорбции (мкг/г); C и C_i — исходная и равновесная концентрации ионов металла в растворе (нг/г); $m_{\text{раствора}}$ — масса раствора (г); $m_{\text{сорбента}}$ — масса сорбента (г).

Для отделения сорбента от раствора использовалась ацетат-целлюлозная мембрана («Владипор», Россия) с размером пор 0,45 мкм с помощью шприц-насадок. Следует отметить, что предварительно измеренные концентрации ртути в большинстве

полученных фильтратов заметно превышали верхний предел калибровки, поэтому для получения достоверных результатов необходимо было их дополнительное разбавление. Раствор разбавления представляет собой 0,02%-й раствор бихромата калия, дополнительно очищенный от ртути («Merck», Германия) в 5%-ной азотной кислоте. Для проведения измерений кислотности растворов был использован стеклянный комбинированный электрод «ЭСК-10601/7» («Измерительная техника», Россия). Для перемешивания растворов использовался шейкер Orbital Shaker OS-20 («BioSan», Латвия). Все навески брались на весах AG204 DeltaRange («Mettler Toledo», Швейцария) с точностью до 0,0001 г и Vibra AJ («Shinko Denshi Co., Ltd», Япония) с точностью до 0,001 г.

Методика экспериментов. Выбор матрицы проб. При выборе матрицы растворов для проведения экспериментов, необходимо знать параметры грязевулканических вод, а именно их pH, величину минерализации и преобладающие химические компоненты. По данным О.Е. Киквадзе [Киквадзе, 2016] и А.В. Савенко с соавторами [Савенко и др., 2021] в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона значения pH варьируют в диапазоне от 6,6 до 9,0, но в среднем составляют 8,0 единиц. Величина минерализации широко варьирует — от 0,3 до 28,4 г/л, составляя в среднем 15 г/л, причем на Керченском полуострове диапазон ее вариаций заметен уже (11,0–14,5 г/л).

Содержания ионов основного солевого состава для наглядности были нанесены (рис. 1) на диаграмму природных вод М.Г. Валяшко [Валяшко и др., 1965] (по данным [Киквадзе, 2016; Савенко и др., 2021]). По большей части грязевулканические воды Керченско-Таманского региона имеют хлоридно-натриевый и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый составы.

Определение кислотно-основных свойств поверхности природных сорбентов. Определение изоадсорбционной точки глин проводилось двумя способами: Паркса-Бобыренко и Нечипоренко [Иконникова и др., 2011].

Способ Паркса-Бобыренко. При холостом титровании в потенциометрическую ячейку вводилось 50 мл исходного щелочного раствора электролита (0,1М NaCl с $\text{pH}_0 = 10$, кислотность задавалась добавлением 0,1М раствора NaOH). Далее раствор перемешивался магнитной мешалкой до стабилизации потенциала стеклянного электрода и титровался 0,1М раствором HCl до достижения конечной точки титрования. Титрант добавлялся малыми порциями (по 0,1 мл) через 2–3 минуты.

При рабочем титровании в потенциометрическую ячейку вводилось 50 мл 0,1М раствора NaCl с $\text{pH}_0 = 10$, затем добавлен 1 г исследуемого образца, суспензия перемешивалась магнитной мешалкой до стабилизации потенциала стеклянного электрода и титровалась 0,1М раствором HCl до достижения конечной точки титрования.

○ По данным Киквадзе, 2016

△ По данным Савенко и др., 2021

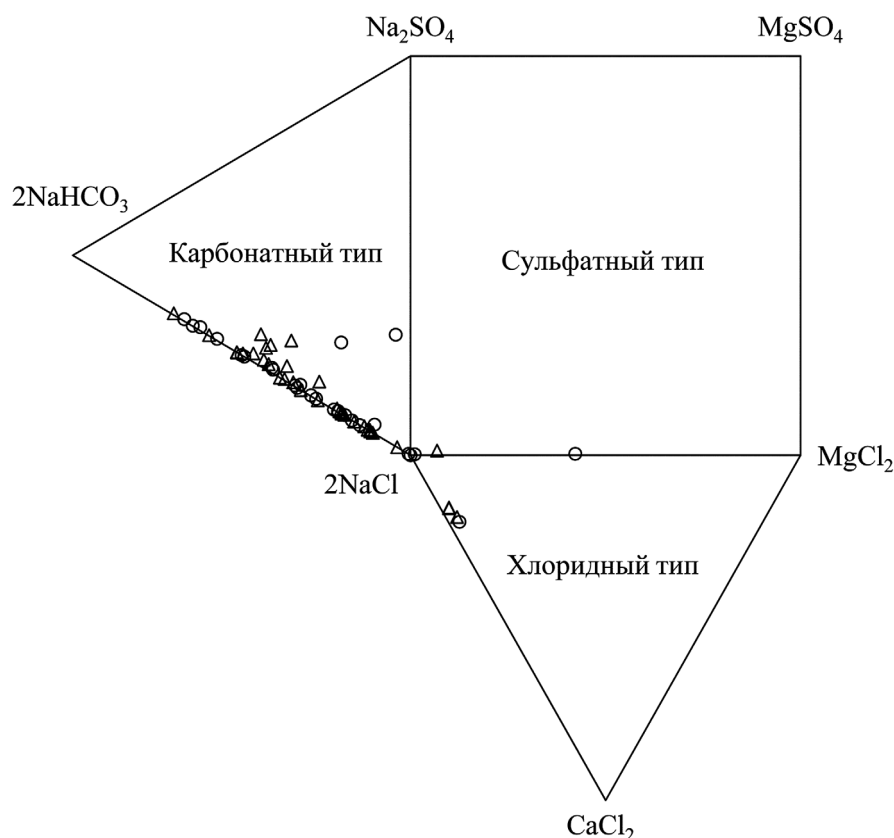


Рис. 1. Химический состав вод грязевых вулканов Керченско-Таманского региона, нанесенный на диаграмму М.Г. Валяшко [Валяшко и др., 1965] (по данным [Киквадзе, 2016; Савенко и др., 2021])

По результатам титрования рассчитано количество избыточно сорбированных H^+ (OH^-) — ионов ($\Delta G = G_{\text{H}^+} - G_{\text{OH}^-}$) по формуле:

$$\Delta G = \frac{\Delta V}{m} C, \quad (2)$$

где m — масса твердого тела, г; C — концентрация добавляемой кислоты (основания), моль/л; $\Delta V = V_1 - V_2$, V_1 и V_2 — объемы кислоты, добавляемые при титровании электролита и суспензии соответственно, л.

Способ А.П. Нечипоренко. В потенциометрическую ячейку вводилось 50 мл бидистиллированной воды с $\text{pH}_0 = 6,8 \div 7,0$. Бидистиллированная вода предварительно прокипячена в течение 15 минут для удаления поглощенного CO_2 из воздуха и быстро охлаждена до комнатной температуры. После стабилизации потенциала стеклянного электрода вводилась навеска образца массой 1 г.

Из положения экстремумов оценивалась мгновенная поверхностная реакция, которая указывает на тип апроtonных центров, преобладающих на поверхности. То есть характеризует кислотность наиболее сильных первичных центров поверхности и обозначается как « $\text{pH}_{\text{сусп}}^{\text{в-с}}$ воздушно-сухого состояния». При увеличении времени контакта с водной средой в силу вступают более длительные процессы гидратации и гидролиза с дальнейшим установлением кислотно-основного равновесия в системе (pH

суспензии через 2 часа контакта — « $\text{pH}_{\text{сусп}}^{\text{в-н}}$ водо-насыщенного состояния») соответствует величине $\text{pH}_{\text{ТНЗ}}$) [Иконникова и др., 2011].

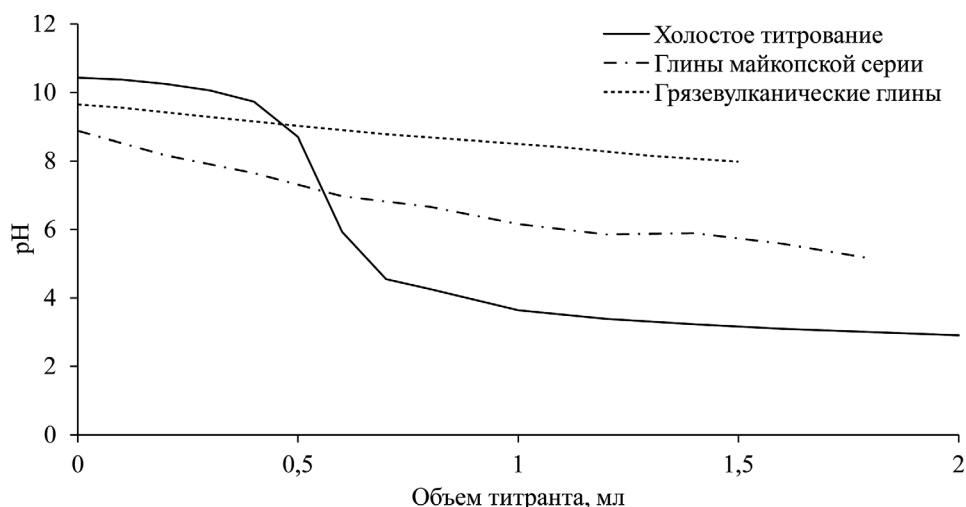
Значение $\text{pH}_{\text{сусп}}^{\text{в-н}}$ можно теоретически рассчитать, используя экспрессно полученные данные по воздушно-сухому состоянию (экстремальным значениям):

$$\text{pH}_{\text{ТНЗ}} = \text{pH}_0 + (\text{pH}_{\text{сусп}}^{\text{в-н}} - \text{pH}_0)(\text{pH}_0 - 6). \quad (3)$$

Кинетика адсорбции ртути. Экспериментальное изучение кинетики адсорбции ртути на глинах включало в себя 2 серии: первая перемешивалась вручную 3 раза в день, время экспозиции составило от 30 минут до 6 суток, а навески глин отобраны массой 0,1 г. Вторая серия непрерывно перемешивалась на шейкере BioSan OS-20 со скоростью 140 об/мин, время экспозиции составило от 1 часа до 4 суток, а масса глин была уменьшена вдвое. Основой для всех проб стал NaCl-NaHCO_3 раствор с минерализацией 15 г/л. В каждую пробирку была добавлена ртуть (II) таким образом, чтобы концентрация ее в растворе составила приблизительно 500 нг/г. Кислотность проб варьировала в диапазоне от 7 до 8 единиц. Температура воздуха в лаборатории на протяжении эксперимента составила $26,4 \pm 2,9$ °C.

Изотермы адсорбции ртути. Для изучения изотерм адсорбции ртути в пробирки объемом 50 мл брались навески глин массой 0,05 г. Далее

Рис. 2. Кривые потенциометрического титрования



готовились NaCl-NaHCO_3 растворы, концентрации ртути в которых варьировали от 200 до 1000 нг/г для глин майкопской серии и от 200 до 600 нг/г для грязевулканических глин. Время экспозиции составило 4 суток. На протяжении всего эксперимента пробы перемешивались на шейкере BioSan OS-20 со скоростью 140 об/мин. Температура воздуха в лаборатории составила $23,1 \pm 2,5$ °C.

Результаты и их обсуждение. Кислотно-основные свойства поверхности глин. Способ Паркса-Бобыренко. По результатам эксперимента построен график зависимости pH от объема титранта для холостой пробы и двух суспензий, содержащих глины майкопской серии и грязевулканические глины соответственно (рис. 2).

Зависимость количества избыточно сорбированных H^+ (OH^-) — ионов ($\Delta\Gamma$) от значения pH приведена на рис. 3 для глин майкопской серии и для грязевулканических глин. По пересечению графиков с осью абсцисс было определено значение $\text{pH}_{\text{ТНЗ}}$, которое составило 7,2 для глин майкопской серии и 9,1 для грязевулканических глин. Стоит отметить, что $\text{pH}_{\text{ТНЗ}}$ для грязевулканических глин согласуется со значениями pH в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона.

Способ А.П. Нечипоренко. На рис. 4 изображены графики зависимости значения pH суспензии от времени для глин майкопской серии и грязевулканических глин. Показано, что за 2 часа водонасыщенное равновесие в обоих случаях не было достигнуто, поэтому величина $\text{pH}_{\text{ТНЗ}}$ была рассчитана по формуле (3). Так, его значение составило 7,0 для глин майкопской серии и 8,8 для грязевулканических глин. Таким образом, полученные способом А.П. Нечипоренко данные хорошо согласуются с данными, полученными способом Паркса-Бобыренко.

Кинетика адсорбции ртути. Результат изучения кинетики адсорбции ртути на природном материале представлен на рис. 5. На графике видно, что адсорбция идет активнее на обоих сорбентах при наличии непрерывного перемешивания.

При проведении экспериментов в статических условиях необходимо учитывать, что помимо про-

цесса сорбции происходит еще и потеря ртути во времени. Поэтому выбираемое время экспозиции для изотермического эксперимента должно быть достаточным для проведения практически полной сорбции ртути с ее незначительными потерями. В первую очередь были проведены эксперименты без использования шейкера, по результатам которых было показано, что время установления равновесия гораздо больше, чем допустимое с точки зрения ртутных потерь. Затем, в эксперименте с непрерывным перемешиванием удалось подобрать время экспозиции, удовлетворяющее вышеизложенным требованиям и составляющее 4 суток. Учет потерь проводился путем измерения содержания ртути в разные промежутки времени в пробе с той же концентрацией ртути, что и в пробах кинетической серии, но в отсутствие твердого вещества.

Изотермы адсорбции ртути. Анализ изотерм адсорбции дает представление об особенностях процесса адсорбции, об эффективности выбранного сорбента и позволяет оценить возможность его применения для поглощения тех или иных веществ.

Уравнение Ленгмюра [Langmuir, 1916] разработано для описания локализованного характера процесса адсорбции с энергетически эквивалентными адсорбционными центрами:

$$\Gamma_i = \Gamma^\infty \cdot \frac{K_L \cdot C_i}{1 + K_L \cdot C_i}, \quad (4)$$

где Γ^∞ — емкость адсорбционного монослоя или максимальная величина адсорбции (мкг/г), K_L — константа равновесия процесса взаимодействия адсорбата с адсорбентом (константа Ленгмюра) (г/мкг).

Модель изотермы Фрейндлиха предполагает, что поверхность твердого тела неоднородна, неспецифична, а энергия сорбции не постоянна [Freundlich, 1906]:

$$\Gamma_i = K_F \cdot C_i^{\frac{1}{n}}, \quad (5)$$

где K_F — константа Фрейндлиха, $1/n$ — коэффициент неоднородности поверхности.

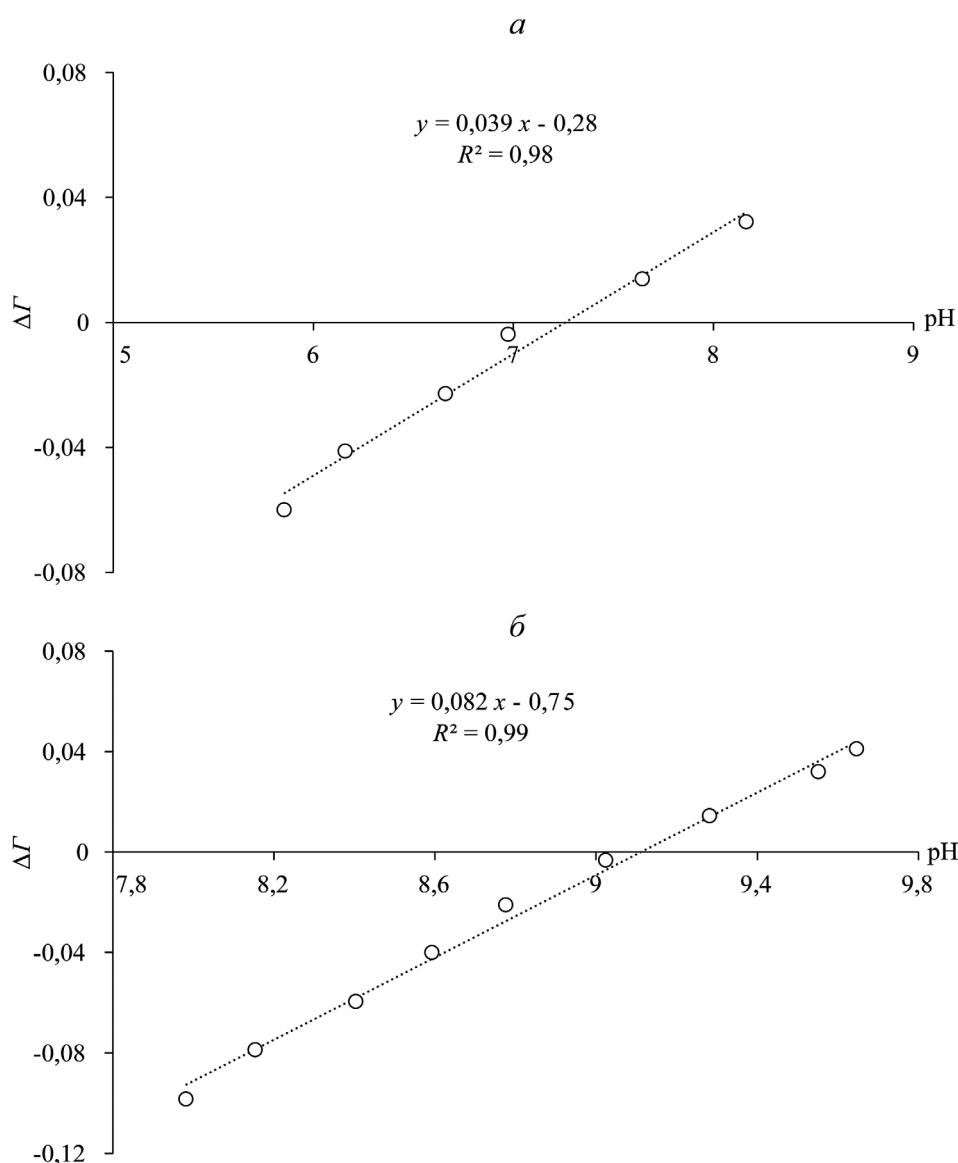


Рис. 3. Зависимость количества избыточно сорбированных H^+ (OH^-) — ионов ($\Delta\Gamma$) от значения pH: а — для глины майкопской серии; б — для грязевулканических глин

Изотерма Редлиха-Петерсона представляет собой гибридную изотерму Ленгмюра и Фрейндлиха, и содержит три параметра в уравнении. Модель имеет линейную зависимость от концентрации в числителе и экспоненциальную функцию в знаменателе для представления адсорбционных равновесий в широком интервале концентраций [Redlich, Peterson, 1959]:

$$\Gamma_i = \frac{K_R \cdot C_i}{1 + a_R \cdot C_i^g}, \quad (6)$$

где K_R и a_R — константы Редлиха-Петерсона, g — константа Редлиха-Петерсона, значение которой должно лежать в интервале от 0 до 1.

Модель изотермы Тота — эмпирическое уравнение, разработанное для улучшения аппроксимации изотермы Ленгмюра [Toth, 1971]:

$$\Gamma_i = \frac{K_T \cdot C_i}{(a_T + C_i)^{1/l}}, \quad (7)$$

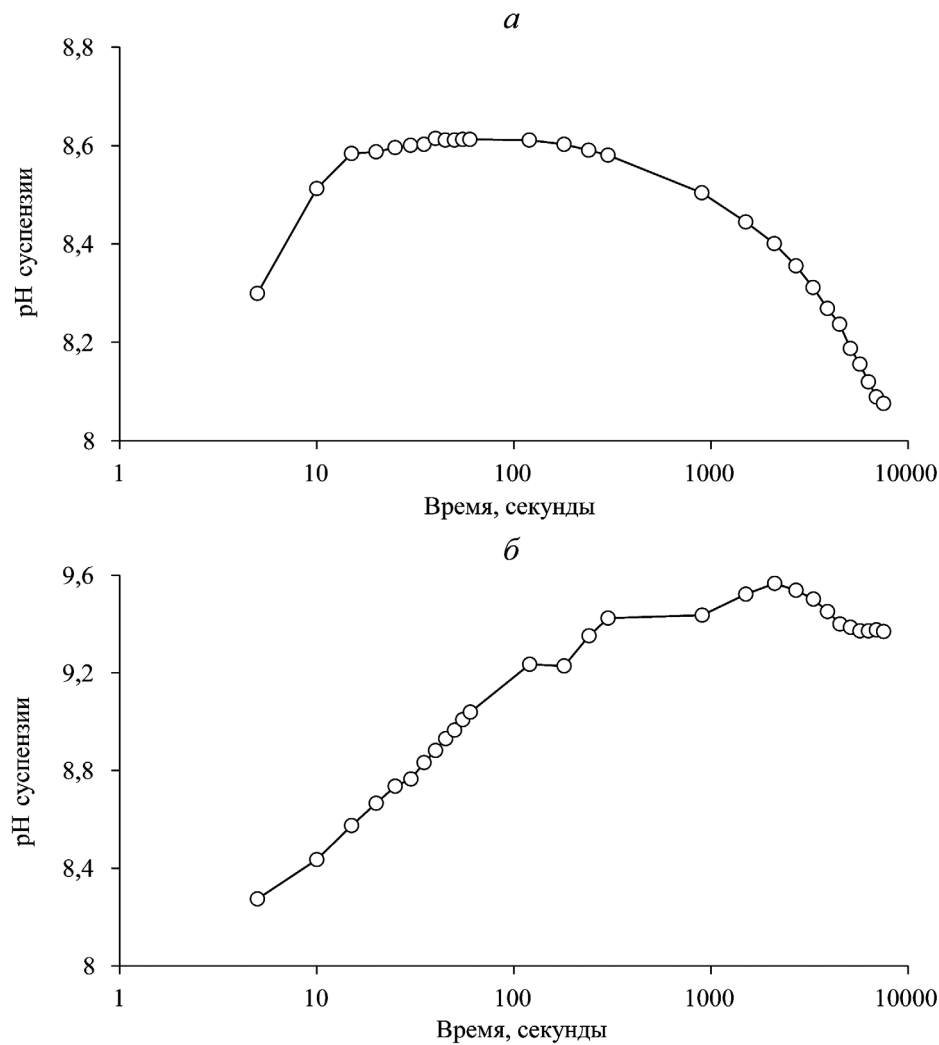
где K_T и a_T — константы Тота, $1/l$ — константа Тота, определяющая характер поверхности адсорбента.

Все вышеперечисленные уравнения характеризуются нелинейной зависимостью величины адсорбции от равновесной концентрации. Для определения параметров этих уравнений могут использоваться как линейные, так и нелинейные методы. В ряде статей [Kumar, Sivanesan, 2005; Ho, 2006; Brdar et al., 2012] сравниваются параметры, полученные при линеаризации уравнений, и параметры, вычисленные путем минимизации ошибок. По результатам работ, нелинейный метод признан вышеупомянутыми авторами лучшим способом получения параметров изотерм адсорбции.

В результате экспериментальная изотерма адсорбции была проанализирована с помощью вышеупомянутых уравнений. Foo K.Y., Nameed B.H. [Foo, Nameed, 2010] предлагают использовать нелинейный критерий хи-квадрат (χ^2) для поиска наилучшего описания адсорбционной системы. Критерий χ^2 рассчитывался согласно формуле:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(\Gamma_i^{\text{расч}} - \Gamma_i^{\text{эксп}})^2}{\Gamma_i^{\text{эксп}}}, \quad (8)$$

Рис. 4. Кривая изменения кислотности суспензии во времени:
а — для глин майкопской серии;
б — для грязевулканических глин



где χ^2 — критерий хи-квадрат, $\Gamma_i^{\text{расч}}$ — расчетная величина адсорбции (мкг/г), $\Gamma_i^{\text{эксп}}$ — экспериментальная величина адсорбции (мкг/г).

Параметры уравнений (4–7) были определены путем минимизации критерия χ^2 с использованием надстройки «поиск решения» в Microsoft Excel. Значения параметров уравнений и значения критерия χ^2 приведены в табл. 1.

Изотермы адсорбции, рассчитанные по уравнениям Ленгмюра, Фрейндлиха, Редлиха-Петерсона

и Тота, и экспериментальные точки изображены на рис. 6. По полученным данным видно, что адсорбция ртути на обоих сорбентах лучше всего описывается уравнением Редлиха-Петерсона. Однако модель Редлиха-Петерсона выведена только исходя из математических соображений и основывается на них. Поэтому было принято решение рассмотреть еще одну модель — изотерму Тота, которая в свою очередь так же хорошо описывает процесс адсорбции. Форма уравнения Тота предполагает асимметричное

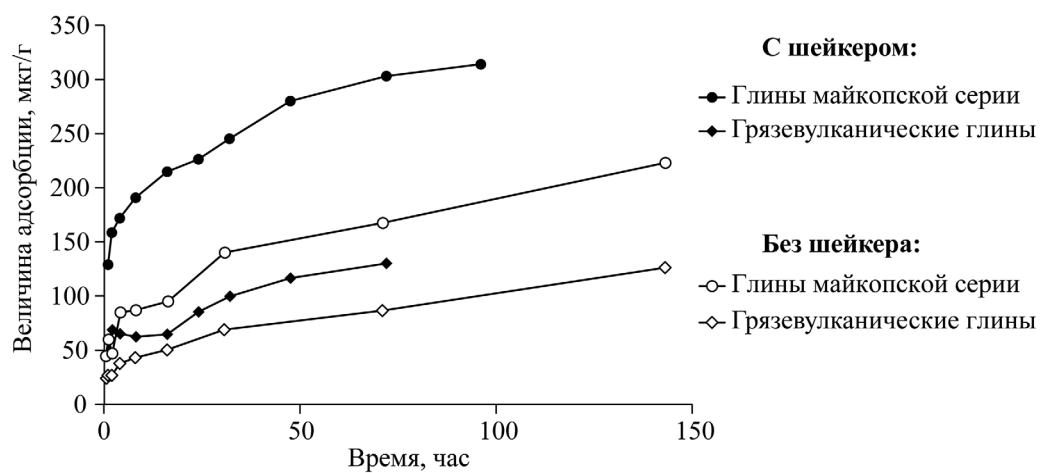


Рис. 5. Величина адсорбции ртути на глинах в зависимости от времени

Таблица 1

Параметры изотерм адсорбции Hg^{2+} на природных сорбентах, рассчитанные по четырем моделям, и значения критерия χ^2

Изотерма	Параметр	Значение		χ^2	
		Майкопские глины	Грязевулканические глины	Майкопские глины	Грязевулканические глины
Ленгмюра	Γ^∞ , мкг/г	421	142	1,6	1,2
	K_L , г/мкг	5,72	6,05		
Фрейндлиха	n	2,30	2,57	9,8	2,0
	K_F	20,9	9,76		
Редлиха-Петерсона	a_R	$7,15 \cdot 10^{-4}$	$8,16 \cdot 10^{-5}$	0,3	0,8
	g	1,28	1,60		
	K_R	1,90	0,553		
Тота	a_T	457	663	0,4	0,9
	t	0,615	0,468		
	K_T	44 300	737 000		

квазигауссовское распределение энергии, при этом большинство адсорбционных центров имеют энергию адсорбции ниже среднего значения. Суммируя вышесказанное, экспериментальные данные по адсорбции ртути на природных сорбентах лучше всего описываются уравнениями Редлиха-Петерсона и Тота, что свидетельствует о преимущественно химической природе адсорбции и что адсорбционные центры не одинаковы по своим свойствам.

Из рис. 5 и 6 видно, что на глинах майкопской серии процесс адсорбции ртути происходит интенсивнее, чем на грязевулканических глинах. Это может быть связано с их минеральным составом — в глинах майкопской серии среди глинистых минералов преобладает группа смектитов, их содержание в 2,4 раза больше, чем содержание иллитов, а в грязевулканических глинах количество смектитов и иллитов одинаковое (табл. 2).

Как известно, смектиты имеют подвижную кристаллическую решетку, в следствие чего подвержены набуханию. Кристаллическая решетка иллитов жесткая, поэтому для этой группы минералов набухание не характерно [Соколов, 2000]. Таким образом, глины майкопской серии подвержены набуханию в большей степени, чем грязевулканические глина, следовательно, этим и может объясняться тот факт, что адсорбция ртути на них проходит интенсивнее.

Результат изучения адсорбционных свойств изучаемых глин согласуется с известными данными (например, [Холодов, 2002]) о том, что грязевулканический процесс сопровождается наличием иллит-смектитового перехода, когда пористые и пластичные смектиты в результате гидрослюдизации сменяются иллитами. Глины майкопской серии, содержащие в своем составе большое количество смектитов, сорбируют ртуть, затем погружаются в зону грязевулканического очага и преобразуются, в результате чего происходит переход смектита в иллит и высвобождение ртути, которая дальше начинает собственное поведение в грязевулканической

системе. Предполагается, что ртуть выносится преимущественно в метановой газовой фазе. В работе [Карасик, Морозов, 1966] показано, что содержание ртути в сопочных газах Керченского полуострова достигает 2 мкг/м³, а в газах Таманского полуострова — вплоть до 10 мкг/м³, а это в 1000 и в 5000 раз соответственно больше средней концентрации ртути в атмосферном воздухе, равной 2 нг/м³ [Грановский и др., 2001].

Заключение. Результат изучения кислотно-основных свойств глин майкопской серии и грязевулканических глин показал, что полученный двумя способами рН_{ТНЗ} для первых составляет в среднем

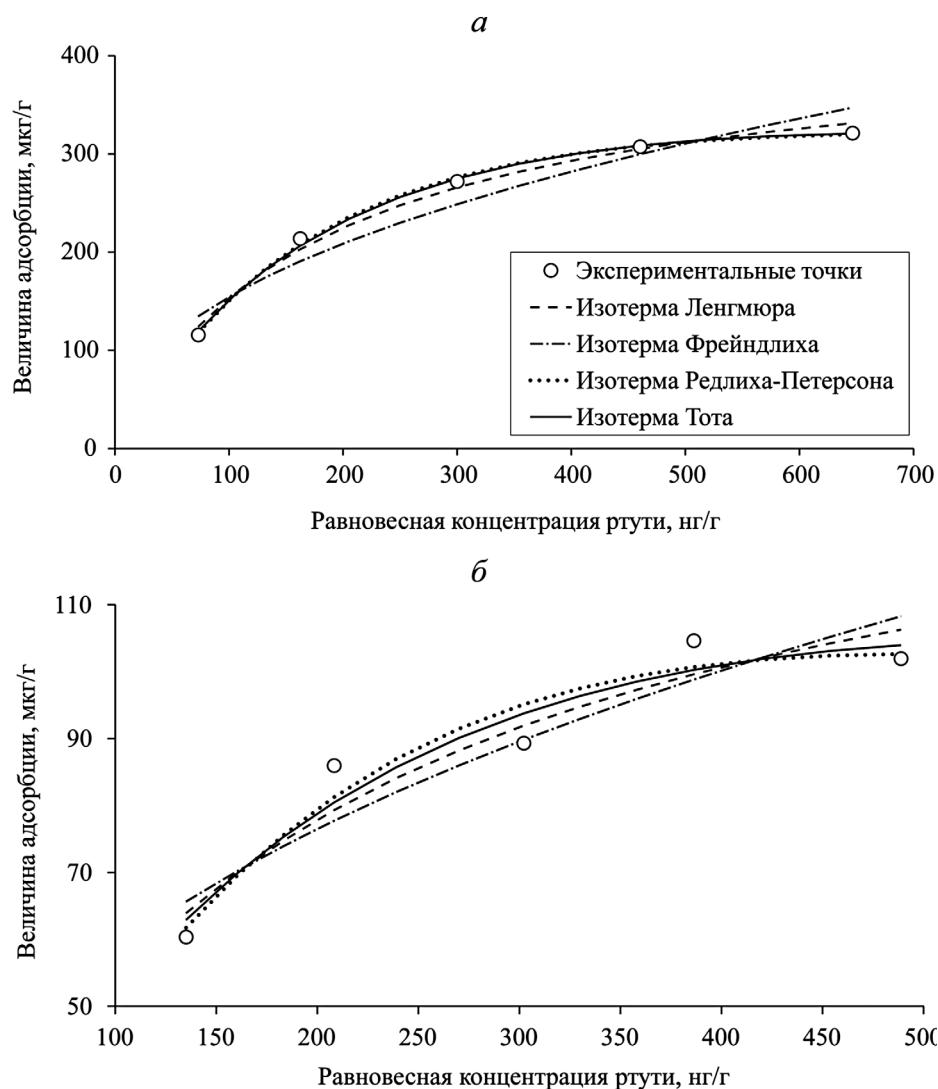
Таблица 2

Минеральный состав исследуемых глин по данным рентгеновской дифрактометрии (вес. %) (аналитики Гаранина С.А., Крупская В.В., кафедра инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ)

Минералы / Образцы	Глины майкопской серии	Грязевулканические глины
кварц	17,9	31,9
альбит	7,1	8,4
микроклин	5,1	4,7
кальцит	2,6	1,0
доломит	0,1	0,5
пирит	1,2	н.о.
иллит + И/С (И>С)*	17,2	20,0
каолинит	3,9	10,5
смектит + И/С (С>И)**	40,6	18,7
хлорит	4,4	4,4
Сумма глинистых минералов	66,1	53,6

Примечания: *И/С (И>С) — смешанослойные минералы ряда иллит-смектит с преобладанием иллитовых (ненабухающих) межслоев; **И/С (С>И) — смешанослойные минералы ряда иллит-смектит с преобладанием смектитовых (набухающих) межслоев.

Рис. 6. Изотермы адсорбции, рассчитанные по уравнениям Ленгмюра, Фрейндлиха, Редлиха-Петерсона и Тота, и экспериментальные точки: *а* — для глин майкопской серии; *б* — для грязевулканических глин



7,1; для вторых — 9,0. Помимо этого, значение $pH_{ТНЗ}$ для грязевулканических глин согласуется со значениями pH в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона. В эксперименте по изучению кинетики адсорбции ртути на глинах майкопской серии и грязевулканических глинах при соотношении масс сорбента и раствора 1:900 адсорбционное равновесие наступает спустя 4 суток при активном перемешивании. Экспериментальные данные по адсорбции ртути из $NaCl-NaHCO_3$ раствора на природных сорбентах лучше всего описываются уравнениями Редлиха-Петерсона и Тота, что сви-

детельствует о преимущественно химической природе адсорбции и что адсорбционные центры не одинаковы по своим свойствам. Процесс адсорбции ртути на глинах майкопской серии происходит интенсивнее, чем на грязевулканических глинах. Этот факт может объясняться тем, что глины майкопской серии подвержены набуханию в большей степени, чем грязевулканические глины.

Благодарности. Авторы признательны профессору геологического факультета МГУ А.Ю. Бычкову за предоставленные природные образцы, внимание и интерес к настоящей работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К., Метких Б.И. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1965. 159 с.
2. Грановский Э.И., Хасенова С.К., Даришева А.М., Фролова В.А. Загрязнение ртутью окружающей среды и методы демеркуризации. Аналитический обзор. Алматы: Изд-во КазгосИНТИ, 2001. 98 с.
3. Карасик М.А., Морозов В.И. Особенности распространения ртути в продуктах грязевого вулканизма Керченско-Таманской провинции // Геохимия. 1966. № 6. С. 668–677.
4. Киквадзе О.Е. Геохимия грязевулканических флюидов Кавказского региона. Канд. дисс. М.: Геологический институт РАН, 2016. 183 с.
5. Савенко А.В., Бычков А.Ю., Полтавская С.В., Савенко В.С. Фтор в водах грязевых вулканов Керченско-Таманского региона // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2021. № 1. С. 124–128.
6. Соколов В.Н. Глинистые породы и их свойства // Соросовский образовательный журнал. 2000. № 9. С. 59–66.
7. Иконникова К.В., Иконникова Л.Ф., Минакова Т.С., Саркисов Ю.С. Теория и практика pH-метрического опре-

деления кислотно-основных свойств поверхности твердых тел: учебное пособие; Национальный исследовательский Томский политехнический университет. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011. 85 с.

8. Фяйзуллина Р.В., Кузнецов Е.В., Салаватова Д.С. Адсорбция ртути из водного раствора на синтетическом кремнийорганическом сорбенте // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2020. № 3. С. 75–80.

9. Холодов В.Н. О природе грязевых вулканов // Природа. 2002. № 11. С. 47–58.

10. Azzahra S.S., Masrura M. Adsorption of Mercury (II) Ion in aqueous solution by using bentonite-based monolith // Key Engineering Materials. — Trans Tech Publications Ltd, 2021. Vol. 885. P. 77–84.

11. Brdar M., Takaci A., Sciban M., Rakic Z. Isotherms for the adsorption of Cu(II) onto lignin: Comparison of linear and non-linear methods // Hemijska industrija. 2012. Vol. 66(4). P. 497–503.

12. Caicedo Salcedo O.D., Vargas D.P., Giraldo L., Moreno-Piraján J. C. Study of mercury [Hg (II)] adsorption from aqueous solution on functionalized activated carbon // ACS omega, 2021. Vol. 6 (18). P. 11849–11856.

13. Darmadi D., Lubis M., Masrura M., et al. Clay and zeolite-clay based monoliths as adsorbents for the Hg(II) removal from the aqueous solutions // International Journal of Technology. 2023. Vol. 14 (1). P. 129–141.

14. Dehghani M., Nozari M., Golkari I., et al. Adsorption of mercury (II) from aqueous solutions using dried *Scrophularia striata* stems: adsorption and kinetic studies // Desalination and Water Treatment. 2020. Vol. 203. P. 279–291.

15. Fiaizullina R.V., Makarova M.A., Abrosimova N.A. The possibility of wastewater treatment of heavy metals by

natural sorbents // Proceedings of 17 international multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2017. Vol. 52 of *Soils, Forest ecosystems*. STEF92 Sofia, Bulgaria, 2017. P. 1027–1034.

16. Foo K.Y., Hameed B.H. Insights into the modeling of adsorption isotherm systems // Chem. Engin. J. 2010. Vol. 156. P. 2–10.

17. Freundlich H.M.F. Over the adsorption in solution // J. Phys. Chem. 1906. Vol. 57. P. 385–470.

18. Ghosh S., Othmani A., Malloum A. Removal of mercury from industrial effluents by adsorption and advanced oxidation processes: A comprehensive review // Journal of Molecular Liquids. 2022. Vol. 367. P. 120491.

19. Ho Y.S. Isotherms for the sorption of lead onto peat: comparison of linear and non-linear methods // Polish Journal of Environmental Studies. 2006. Vol. 15(1). P. 81–86.

20. Kumar K.V., Sivanesan S. Prediction of optimum sorption isotherm: comparison of linear and non-linear method // J. Hazard Mater. 2005. Vol. 126 (1–3). P. 198–201.

21. Langmuir I. The constitution and fundamental properties of solids and liquids // J. Amer. Chem. Soc. 1916. Vol. 38(11). P. 2221–2295.

22. Redlich O., Peterson D.L. A useful adsorption isotherm // J. Phys. Chem. 1959. Vol. 63. P. 1024–1026.

23. Toth J. State equations of the solid gas interface layer // Acta Chem. Acad. Hung. 1971. Vol. 69. P. 311–317.

24. Trakarnpruk W., Chirandorn N. Treated clay for adsorption of Mercury (II) ions // J. Sci. Res. Chula. Univ. 2005. Vol. 30 (2). P. 138–151.

25. Tursi A., Gallizzi V., Olivito F., et al. Selective and efficient mercury (II) removal from water by adsorption with a cellulose citrate biopolymer // Journal of Hazardous Materials Letters. 2022. Vol. 3. P. 100060.

Статья поступила в редакцию 28.06.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 902/904/550.4.08

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-109-113

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТАЛЛА ХРИСТИАНСКИХ И ЯЗЫЧЕСКИХ ДРЕВНОСТЕЙ ИЗ РАСКОПОК ВЕЛИКОГО НОВГОРОДА ПО ДАННЫМ МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наталья Валерьевна Ениосова¹✉, Татьяна Николаевна Лубкова², Роберт Агасиевич Митоян³, Виктор Кашмирович Сингх⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; eniosova@gmail.com ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tanya_lubkova@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mitoyan@geol.msu.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; arxeolog@gmail.com

Аннотация. В статье обсуждаются новые данные об элементном составе металла 94 предметов христианского и языческого культов из раскопок в средневековом Новгороде и Новгородской земле, полученные методом РФА-ЭД в рамках междисциплинарного научного проекта. Большую часть выборки составляют кресты, есть также круглые подвески и накладки с изображениями святых, детали церковных светильников и языческие амулеты-подвески. В выборке преобладают оловянно-свинцовые бронзы, зафиксировано также применение многокомпонентных сплавов и свинцовых латуней, доля серебра и легкоплавких металлов невелика. Полученные новые данные, дополненные дальнейшими исследованиями с применением свинцово-изотопного анализа и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, и их геологическая интерпретация позволят установить связь металла изделий с возможными рудными источниками.

Ключевые слова: средневековый Новгород, предметы христианского и языческого культов, РФА-ЭД

Для цитирования: Ениосова Н.В., Лубкова Т.Н., Митоян Р.А., Сингх В.К. Химический состав металла христианских и языческих древностей из раскопок Великого Новгорода по данным междисциплинарных исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 109–113.

CHEMICAL COMPOSITION OF THE CHRISTIAN AND PAGAN METAL ANTIQUITIES FROM THE EXCAVATIONS AT MEDIEVAL NOVGOROD ON THE BASE OF INTERDISCIPLINARY RESEARCH

Natalya V. Eniosova¹✉, Tatyana N. Lubkova², Robert A. Mitoyan³, Viktor K. Singh⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, eniosova@gmail.com ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, tanya_lubkova@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, mitoyan@geol.msu.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, arxeolog@gmail.com

Abstract. The present paper focuses on the new results of elemental analysis of 94 metal objects attributed to the Christian and pagan artifacts. They have been found at the excavation of Medieval Novgorod and the Novgorod region. The analytical data obtained by EDXRF in the frame of interdisciplinary research project. It includes mostly pendant-crosses as well as the round pendants and mounts with Saints, fragments of the church polycandelons and the pagan pendant-amulets. Obtained results have been examined statistically. Tin-lead bronzes clearly dominate the selection. There are also mixed copper alloys (gunmetal) with tin, zinc, and lead and lead brass. The proportions of silver and pewter alloys as well as pure tin and lead are modest. Obtained data supplemented by further research on the base of Pb-isotope methods and ICP MS results and their geological interpretation will allow to trace the ore sources of the metal objects from Novgorod.

Keywords: Medieval Novgorod, objects of the Christian and pagan cults, EDXRF

For citation: Eniosova N.V., Lubkova T.N., Mitoyan R.A., Singh V.K. Chemical composition of the Christian and pagan metal antiquities from the excavations at Medieval Novgorod on the base of interdisciplinary research. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 109–113. (In Russ.).

Введение. Богатейший археологический материал, извлекаемый из культурного слоя северной столицы Руси — Великого Новгорода, имеет огромное значение для решения ключевых вопросов древнерусской истории. Раскопки Новгорода проводятся с перерывами с 1932 г.; имеющиеся археологические материалы изучены преимущественно с помощью классических методов, подразумевающих типологи-

ческую, хронологическую и технологическую атрибуцию массовых и уникальных находок. Химический состав металла изделий исследован в меньшей степени, при этом привлечение данных о нем позволяет исследовать сырьевые источники новгородского ремесла и динамику изменений поступления цветных и драгоценных металлов в местные мастерские в X–XV вв.

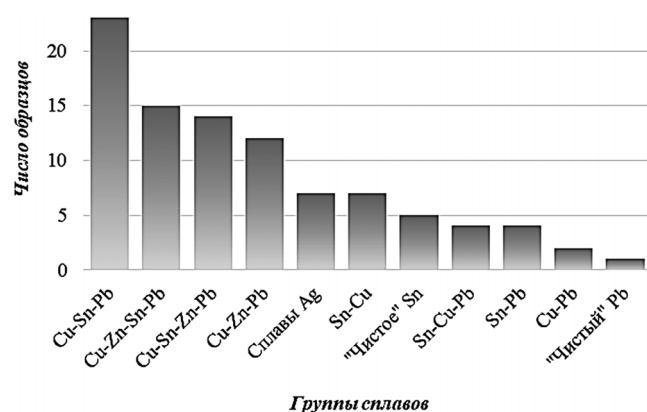


Рис. 1. Распределение исследованных образцов по группам сплавов в выборке ($n = 94$)

Расширение имеющейся базы данных о химическом составе металла [Коновалов и др., 2008; Енисова и др., 2017] с применением современных методов анализа и интерпретация полученной информации с учетом геологических данных о потенциальных источниках сырьевой базы являются актуальными задачами исследования христианских и языческих древностей. В настоящей работе приведены новые данные о химическом составе образцов из коллекций новгородских раскопов, полученные методом энергодисперсионного рентгенофлуоресцентного анализа (РФА-ЭД) в рамках выполнения первого этапа междисциплинарного Гранта НОШ МГУ «Сохранение мирового культурно-исторического наследия», объединяющего сотрудников исторического, геологического, химического и биологического факультетов.

Материалы и методы исследований. В выборку вошли образцы из коллекций новгородских раскопов: Троицкого (51), Неревского (5), Дубошина (11), Федоровского (4) и Посольского (1), а также находки из памятников Новгородской земли: Старой Руссы (4), Раглиц (3), Деревяниц (3), Заручевья (1), Молволиц (1), Рюрикова городища (1) и случайные находки с территории города (9). Среди исследованных образцов представлены кресты-тельники (51), энколпионы (2 предмета, 4 части), подвески-иконки (8), накладки-иконки (7), панagia (1), змеевики (2), детали хоросов (8), фрагмент оклада иконы (1), кацея (1), ампуга (1), а также амулеты — вотивные и миниатюрные топоры (4), ножи, ложечки и игольники (6).

Определение химического состава металла производили методом РФА-ЭД с помощью портативного спектрометра в музейных фондах. Технические характеристики прибора и методика выполнения измерений приведены в работе [Лубкова и др., 2020]. Для расчета концентраций элементов был использован метод фундаментальных параметров. Выполняли определение основных компонентов сплава и примесей (Cu, Sn, Pb, Zn, Ag, Sb и As), а также элементов позолоты (Au, Hg), содержание которых превышало 0,03–0,05%.

Практически все подвергнутые анализу находки не имели продуктов коррозии на поверхности из-за

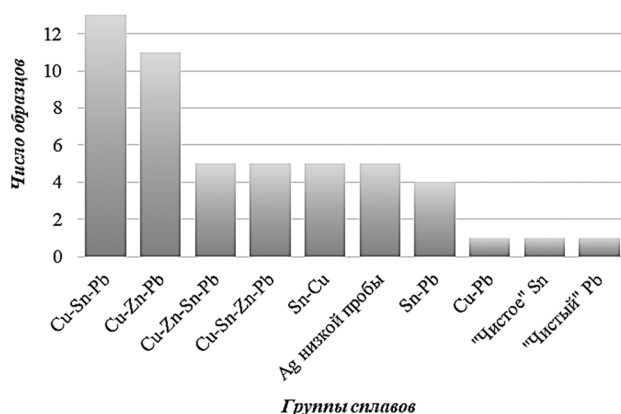


Рис. 2. Распределение образцов натальных крестов по группам сплавов ($n = 51$)

хорошей сохранности металла либо в результате удаления патины в процессе консервации.

Результаты исследований и их обсуждение.

Аналитические результаты соотнесены с типологическими группами находок. Условной границей искусственного легирования принята величина в 1% [Коновалов и др., 2008]. Исходя из определенных заранее критериев сходства, исследованные образцы разбиты на 11 групп, среди которых представлены сплавы на основе меди и серебра, легкоплавкие сплавы, а также условно «чистые» свинец и олово (рис. 1).

Кресты. Самая многочисленная категория находок выборки — натальные кресты XI–XV столетий (51 образец). Среди сплавов для их производства доминируют оловянно-свинцовые бронзы, на втором месте — свинцовые латуни, на третьем — многокомпонентные сплавы (рис. 2). В выборке представлены также кресты из серебра, один из которых сохранил следы ртутного золочения, и из свинцовой бронзы. Есть единичные экземпляры из чистых олова и свинца, олова с добавкой меди и свинцово-оловянных сплавов. В целом, для свинцово-оловянных бронз характерен стабильный набор элементов-примесей — Ag (0,1–1%), As (0,1–2%) и Sb (0,1–2,7%), который указывает на блеклые руды (теннантит, тетраэдрит) в источнике медного сырья, происходящего предположительно из месторождений на территории Германии [Forshell, 1992]. Вероятно, в низких концентрациях примеси попали в сплав непреднамеренно из рудного источника, однако не исключено, что мастера эмпирически подбирали металл с определенными свойствами для изготовления литых украшений. При застывании из-за ликвации свинца в сплавах образуются неравномерные по составу зоны, вызывающие неоднородность металла. Введение добавок сурьмы или мышьяка позволяют упорядочить распределение свинца и преодолеть неоднородность металла [Мошкова, Рындина, 1975].

Некоторые типы крестов представлены небольшими сериями. Так, например, изучен состав металла 7 экземпляров с «грубым изображением Распятия», происходящих из напластований конца X — первой половины XII столетия (рис. 3: 1, 2). Все кресты этого типа отлиты из многокомпонентного



Рис. 3. Предметы христианского и языческого культов из раскопок в Новгороде и Новгородской земле, исследованные с помощью РФА-ЭД: 1 — крест с «грубым» распятием, Троицкий раскоп (Cu — 93,0; Sn — 2,7; Pb — 2,3; Ag — 0,1; As — 0,03; Sb — 0,16%); 2 — крест с «грубым» распятием, Рюриково городище в округе Новгорода (Cu — 40,6; Sn — 11,0; Pb — 44,0; Ag — 0,22; As — 1,1; Sb — 1,7%); 3 — крест ажурный, Троицкий раскоп (Ag — 33,0; Cu — 55,4; Pb — 2,6; Zn — 9,1%); 4 — крест «скандинавского» типа, Посольский раскоп (Ag — 53,0; Cu — 44,7; Pb — 2,2; Zn — 0,14%); 5 — крест с позолотой, случайная находка в Новгороде (Ag — 55,0; Cu — 27,4; Au — 15,7; Hg — 1,9%); 6 — крест «скандинавского» типа, Троицкий раскоп (Sn — 51,0; Pb — 48,5; Cu — 0,56%); 7 — крест, Троицкий раскоп (Sn — 95,5; Pb — 0,70; Cu — 3,7; As — 0,12%); 8 — подвеска-иконка с изображением Святого Николая, Троицкий раскоп (Cu — 77,3; Sn — 8,3; Pb — 11,6; Zn — 2,2; Ag — 0,11; As — 0,03; Sb — 0,52%); 9 — подвеска-иконка с изображением парных святых, Новгородская область, могильник Раглицы (Cu — 79,2; Sn — 13,8; Pb — 5,2; Zn — 1,2; Ag — 0,10; As — 0,12; Sb — 0,37%); 10 — нашивные наклейки с изображением Святого Николая, лицевая и оборотная стороны, случайные находки в Новгороде (Sn — 94,7; Pb — 1,2; Cu — 4,0; As — 0,10%); 11 — нашивная наклейка с изображением Святого Николая, бракованная отливка, Федоровский раскоп (Sn — 98,4; Pb — 0,30; Cu — 0,56%); 12 — деталь хороса, Троицкий раскоп (Cu — 69,9; Sn — 13,1; Pb — 11,4; Zn — 5,2; Sb — 0,17%); 13 — деталь хороса, Дубошин раскоп (Cu — 76,4; Sn — 4,8; Pb — 13,6; Zn — 4,5; Ag — 0,10; As — 0,35; Sb — 0,26%); 14 — амулет — миниатюрная ложка, Троицкий раскоп (Cu — 92,8; Sn — 2,7; Pb — 3,8; Ag — 0,18; As — 0,05; Sb — 0,44%); 15 — амулет — миниатюрный топорик, Троицкий раскоп (Cu — 57,5; Zn — 6,2; Sn — 1,5; Pb — 33,3; Ag — 0,05; As — 0,12; Sb — 0,37%); 16 — амулет — миниатюрные ножи, Троицкий раскоп (Sn — 99,2; Cu — 0,79%); 17 — амулет — неолитическая стрела в серебряной оправе, Троицкий раскоп (Ag — 94,9; Cu — 2,5; Pb — 0,94; Au — 1,7%); 18 — амулет — средиземноморский коралл в серебряной оправе, Неревский раскоп (Ag — 95,3; Cu — 1,6; Au — 3,1%)

сплава. В трех экземплярах зафиксировано относительно высокое (8–10%) содержание цинка. Многокомпонентные сплавы на основе меди, содержащие олово, цинк и свинец в разных пропорциях, не создавались преднамеренно, а появлялись в результате смешения различного по составу и происхождению сырья, и являются индикаторами многочисленных переплавов. На это же указывает и разброс концентраций легирующих элементов, зафиксированный в этих сплавах. Во многих случаях широкое употребление многокомпонентных сплавов связано с ограниченной доступностью ювелирного сырья.

Кресты из серебра встречаются в Новгороде редко (рис. 3: 3, 4). В выборке представлены литые экземпляры из металла невысокой пробы (Ag — 50%). Драгоценный металл разбавляли чистой медью или латунью. На одном из экземпляров обнаружены следы ртутного золочения (рис. 3: 5).

Свинцово-оловянные сплавы, олово и свинец часто использовались новгородцами для изготовления нательных крестиков (рис. 3: 6, 7). Очевидно, что новгородские ювелиры располагали очень чистым оловом, хотя, изготавливая культовые предметы, они разбавляли его медью или латунью для придания металлу прочности.

Подвески-иконки. Эти находки отлиты из многокомпонентной бронзы и свинцово-оловянной бронзы (7 образцов), зафиксирован также единственный предмет из свинцово-оловянного сплава (рис. 3: 8, 9). Среди изделий этой категории есть экземпляры с высокой концентрацией олова, необычной для новгородского металла (от 13 до 32%). Они изредка встречаются в городском культурном слое и обнаружены в погребениях Раглицкого могильника, исследованного в Новгородской округе. Большой разброс концентраций олова в бронзе, вероятно, указывает на добавление к сырьевым продуктам лома изделий в произвольных пропорциях.

Накладки-иконки. Нашивные накладки-иконки с изображением Святого Николая отлиты из чистого олова либо из олова с небольшой присадкой свинца и меди для придания металлу прочности. Все они имеют на обороте отпечатки структуры древесины, что свидетельствует об использовании деревянных изложниц, выдерживающих температуру плавления олова — около 232 °C (рис. 3: 10, 11). Судя по находке бракованной отливки с Федоровского раскопа, производство этих накладок было налажено в новгородских мастерских.

Предметы христианского обихода. К этой категории находок относятся детали церковной утвари: крюки и цепи осветительных приборов — хоросов, фрагмент оклада иконы и небольшое переносное кадило — каца (рис. 3: 12, 13). Для их производства использовали оловянно-свинцовую бронзу или многокомпонентный сплав с преобладающей лигатурой

олова. Такой выбор металла не выглядит случайным. Составные детали церковной утвари XII–XIV вв. очень массивны. Для их производства необходимы значительные порции металла с определенными технологическими характеристиками. Сплав создавали с учетом жидкотекучести и плотности отливки. Суммарная высокая концентрация олова и свинца в сплаве снижала температуру плавления металла, позволяла ему быстро заполнять литейную форму, а свинец делал отливки плотнее.

Амулеты. Языческие амулеты (рис. 3: 14–16) изготавливали из тех же материалов, что и предметы скандинавского культа — оловянно-свинцовых и многокомпонентных бронз (амулеты-топорики), свинцовых латуней (амулет-ложечка) и чистого олова (амулет-ножны). Серебро высокой пробы зафиксировано только в двух случаях: неолитическая стрела и средиземноморский коралл были переделаны в подвески с помощью вторично использованной оправы каменного креста-корсунчика, украшенной зернью, и оглавия энколпиона (рис. 3: 17, 18).

Заключение. Междисциплинарное исследование христианских и языческих древностей средневекового Новгорода показало, что для их производства использовали не менее 11 групп сплавов на основе меди, серебра, свинца и олова, а также чистые металлы. В выборке доминируют оловянно-свинцовые бронзы с низким содержанием легирующих компонентов, широко представлены многокомпонентные сплавы, свинцовые латуни и изделия из олова. Предметы из серебра, чистой меди и бинарных сплавов встречаются редко. В целом, это распределение совпадает с динамикой использования сырья в местных ювелирных мастерских [Ениосова и др., 2017] и свидетельствует об изготовлении предметов христианского и языческого культов новгородскими ювелирами. Эти предварительные выводы будут дополнены сравнительным анализом аналогичных предметов с территории Древней Руси, Западной Европы и Византии, что даст возможность выявить не только продукцию местных мастеров, но также изделия, поступившие в Новгород благодаря ближним и дальним контактам. Дальнейшие исследования с применением свинцово-изотопного анализа и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (для оценки содержания типоморфных микропримесей), запланированные в рамках междисциплинарного проекта, позволят установить связь металла изучаемых изделий с возможными рудными источниками и оценить динамику поступления ювелирного сырья в новгородские мастерские на протяжении шести столетий.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Программы развития МГУ, проект № 23-Ш02-20.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ениосова Н.В., Митоян Р.А., Сингх В.К. Новые данные о химическом составе сырья новгородских ювелиров X–XV вв. // Археология и история Пскова и Псковской земли (Материалы 62-го заседания семинара имени академика В.В. Седова). М.; Псков, 2017. С. 187–203.
2. Коновалов А.А., Ениосова Н.В., Митоян Р.А., Сарачева Т.Г. Цветные и драгоценные металлы и их сплавы на территории Восточной Европы в эпоху средневековья. М.: Восточная литература, 2008. 191 с.
3. Лубкова Т.Н., Митоян Р.А., Сарачева Т.Г., Хабибуллина Ю.Н. Исследование химического состава металлического оклада иконы из собора Покрова на Красной площади // Археология Подмосковья: Вып. 16. М.: Изд-во ФГБУН Институт археологии РАН, 2020. С. 263–279.
4. Мошкова М.Г., Рындина Н.В. Сарматские зеркала Поволжья и Приуралья (химико-технологическое исследование // Очерки технологии древнейших производств. М.: Наука, 1975. С. 117–134.
5. Forshell H. The inception of copper mining in falun: Relation between element composition in copper artifacts, mining a. manufacturing technology a. hist. development with particular emphasis on copper from the Falu mine. Stockholm: Archaeol. research lab. Stockholm univ., Cop, 1992. 190 p.

Статья поступила в редакцию 15.09.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 550.34.013.4

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-114-129

АЛГОРИТМЫ ГЛУБИННОЙ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ МИГРАЦИИ В ДВУМЕРНЫХ СРЕДАХ

Павел Юрьевич Степанов^{1✉}, Юлия Александровна Гоманюк²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; seismic310@mail.ru[✉], <https://orcid.org/0000-0002-8131-8998>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; juliagmn@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-1253-4689>

Аннотация. В работе рассмотрены четыре алгоритма кинематической миграции (процедуры преобразования времен прихода отраженных волн к земной поверхности в глубины залегания отражающих границ), использующие среднескоростную и пластовую скоростные модели слоистых сред: стандартный алгоритм пересчета времен в глубины через средние скорости; модифицированный среднескоростной алгоритм, учитывающий наклон сейсмических границ; алгоритм послойного пересчета линий t_0 в глубины; вариационный алгоритм кинематической миграции, основанный на теории лучевого трассирования способом интегрирования методом Рунге–Кутты системы дифференциальных уравнений с заданными начальными условиями. Для исследования возможностей и ограничений каждого из алгоритмов были проведены расчеты на ряде теоретических моделей слоистых сред, приближенно описывающих реальные геологические ситуации. По результатам проведенных численных экспериментов с использованием четырех рассмотренных в работе алгоритмов кинематической миграции были сделаны выводы об эффективности применения каждого из алгоритмов для восстановления геологических границ в моделях сред различной сложности.

Ключевые слова: обратная кинематическая задача, лучевое трассирование, сейсмический луч, неоднородные среды, лучевая миграция, градиент скорости

Для цитирования: Степанов П.Ю., Гоманюк Ю.А. Алгоритмы глубинной кинематической миграции в двумерных средах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 114–129.

ALGORITHMS OF DEEP KINEMATIC MIGRATION IN TWO-DIMENSIONAL MEDIA

Pavel Yu. Stepanov^{1✉}, Julia A. Gomanyuk²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; seismic310@mail.ru[✉], <https://orcid.org/0000-0002-8131-8998>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; juliagmn@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-1253-4689>

Abstract. The paper considers four kinematic migration algorithms (procedures for converting the arrival times of reflected waves to the Earth's surface into the depths of the reflecting boundaries) using medium-velocity and reservoir velocity models of layered media: a standard algorithm for converting times to depths through average velocities; a modified medium-velocity algorithm that takes into account the slope of seismic boundaries; an algorithm for layer-by-layer recalculation of t_0 lines to depths; a variational kinematic migration algorithm based on the theory of ray tracing by integrating a system of differential equations with specified initial conditions by the Runge–Kutta method. To study the possibilities and limitations of each of the algorithms, calculations were carried out on a number of theoretical models of layered media that approximate real geological situations. Based on the results of numerical experiments using the four kinematic migration algorithms considered in the paper, conclusions were drawn about the effectiveness of using each of the algorithms to restore geological boundaries in media models of varying complexity.

Keywords: inverse kinematic problem, ray tracing, seismic ray, inhomogeneous media, ray migration, velocity gradient

For citation: Stepanov P.Yu., Gomanyuk Ju.A. Algorithms of deep kinematic migration in two-dimensional media. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 114–129. (In Russ.).

Введение. В самых общих терминах под кинематической миграцией понимают задачу определения конфигурации отражающих границ по полю времен прихода отраженных волн, которая играет центральную роль в сейсмическом методе разведки, поскольку конечной целью детальной сейсморазведки МОВ является передача объекта под буре-

ние, что предполагает указание его расположения в пространстве [Глоговский, 1989]. Часто понятие «кинематическая миграция» заменяют на «лучевую миграцию», которая предполагает преобразование временных разрезов в глубинные посредством лучевого трассирования. Лучевое трассирование является одним из основных подходов к решению

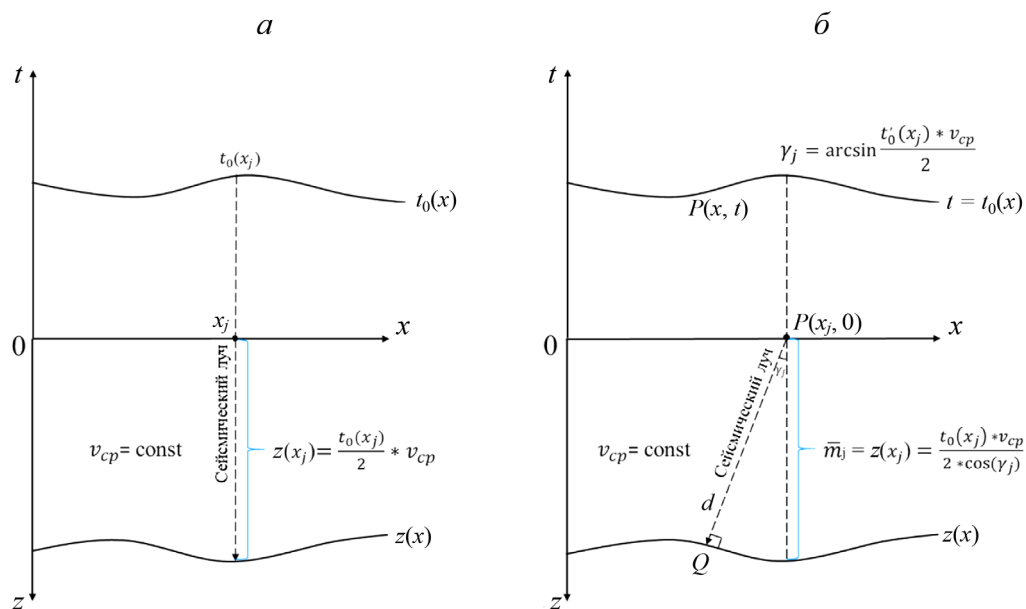


Рис. 1. Лучевые схемы к среднескоростным алгоритмам: а — среднескоростной алгоритм (алгоритм 1), б — модифицированный среднескоростной алгоритм (алгоритм 2)

кинематических задач сейсморазведки, поскольку прослеживание сейсмических лучей волн разных типов позволяет детально изучить характер распространения упругих волн в сложнопостроенных средах [Cerveny, 2001; Rawlinson и др., 2007]. Однако такая общая формулировка не позволяет судить о существовании решения обратной задачи, его единственности, а также разработать конструктивные методы нахождения решения. Поэтому при «математической постановке» обратной кинематической задачи вводится ряд предположений относительно строения среды [Степанов, 2000].

Первое из предположений состоит в том, что информация о глубинном строении среды может быть получена по временам прихода волн, отраженных от сравнительно небольшого количества границ. Подобный подход позволяет существенно упростить методы решения обратной кинематической задачи. Второе предположение касается параметризации скоростных и глубинных характеристик выделенных слоев. В большинстве известных алгоритмов решения обратной кинематической задачи предполагается, что интервальная скорость локально постоянна в пределах объема среды, формирующего один или несколько соседних годографов. Таким образом, одно только требование об однородности слоя сразу делает обратную кинематическую задачу определенной. Вместе с тем ясно, что в этом случае решение строится в модели, которая может быть не адекватна реальной среде [Глоговский, Лангман, 2009; Глоговский, 2011].

В настоящей работе рассмотрены четыре алгоритма преобразования времен в глубины, использующие среднескоростную и пластовую скоростные модели слоистых сред:

- стандартный алгоритм пересчета времен в глубины через средние скорости на основе регрессионных зависимостей $H(t_0)$, полученных по скважинным данным (с точки зрения сейсмической теории это означает, что используются прямолинейные вертикальные сейсмические лучи, распространяющиеся в фиктивной однородной среде);

- модифицированный среднескоростной алгоритм, учитывающий наклон сейсмических границ;

- алгоритм послойного пересчета линий t_0 в глубины для слоистых сред с криволинейными границами и локально постоянными в окрестности точки наблюдения пластовыми скоростями;

- вариационный алгоритм кинематической миграции, основанный на вариационной теории лучевого трассирования, разработанной профессором кафедры сейсмометрии и геоакустики геологического факультета МГУ Т.И. Облогиной [Облогина, 1998]. Данный алгоритм используется для наиболее общей модели двумерной среды, представляющей собой слоистую толщу с переменными пластовыми скоростями, и учитывает искривление сейсмических лучей в слоях, вызванное неоднородностью среды, преломление лучей на промежуточных границах, а также наклон сейсмических границ.

Целью работы являлось изучение возможностей и ограничений различных алгоритмов кинематической миграции при восстановлении сейсмических границ в слоистых двумерных средах.

Алгоритмы кинематической миграции. Стандартный алгоритм кинематической миграции для среднескоростной модели среды (алгоритм 1). В современной сейсмической практике при проведении структурных построений по целевым отражающим горизонтам во всех производственных организаци-

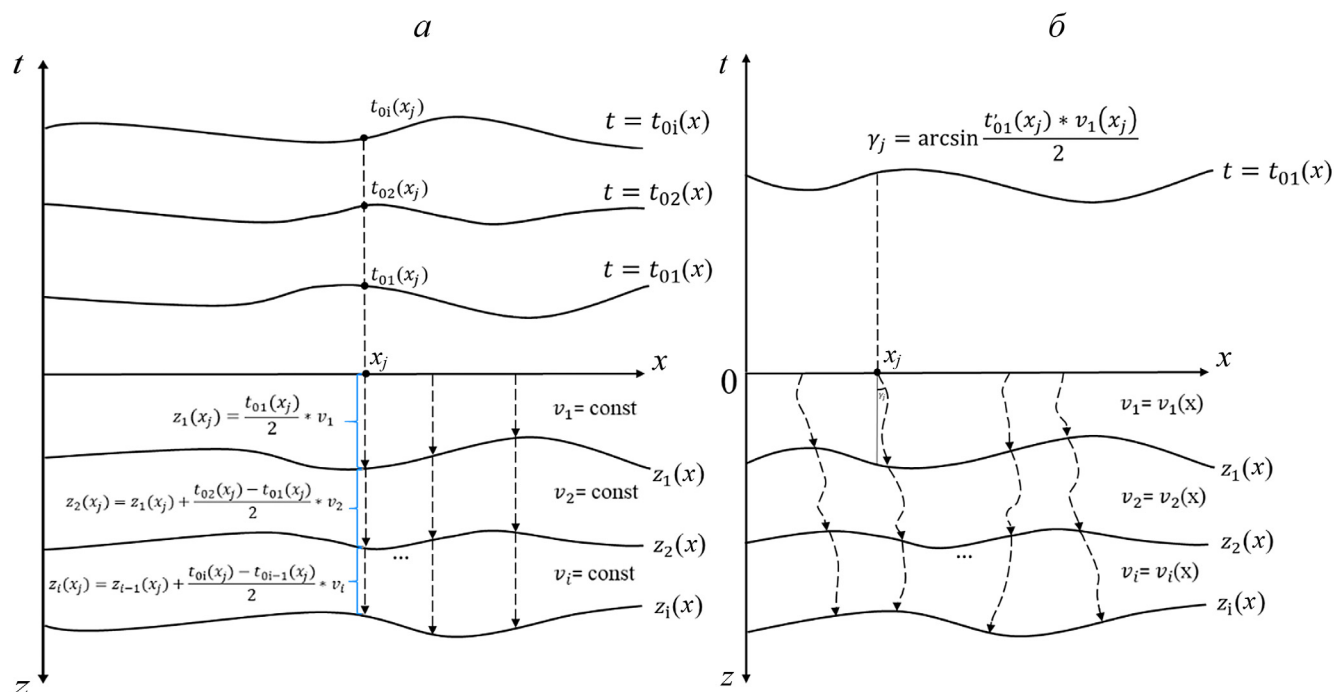


Рис. 2. Лучевые схемы к послойным алгоритмам: а — алгоритм послойного пересчета (алгоритм 3), б — вариационный алгоритм (алгоритм 4)

ях используется стандартный алгоритм пересчета времен в глубины через средние скорости на основе регрессионных зависимостей $H(t_0)$, полученных по скважинным данным (вертикальные годографы вертикального сейсмического профилирования или результаты привязки сейсмических данных к данным акустического каротажа). С точки зрения сейсмической теории это означает, что используются прямолинейные вертикальные сейсмические лучи, распространяющиеся в фиктивной однородной среде (рис. 1, а). При этом предполагается, что средние скорости локально постоянны в окрестности точки наблюдения. Другими словами, средние скорости сейсмических волн могут меняться вдоль линии профиля (от скважины к скважине), но при проведении вычислений предполагается, что скорость в данной области есть константа, а сейсмические лучи идут вдоль вертикальных прямых. Данный простейший среднескоростной алгоритм, естественно, не предполагает учет кривизны сейсмических лучей и их преломления на промежуточных границах.

Алгоритм кинематической миграции для среднескоростной модели среды, учитывающий наклон границ (алгоритм 2). Идея, лежащая в основе алгоритма, была предложена Т.И. Облогиной для простейшей модели трехмерной среды, представляющей собой однородную среду с плоской наклонной отражающей границей [Облогина, Степанов, 2003]. Данный алгоритм был адаптирован авторами для работы с двумерно-неоднородными средами с криволинейными отражающими границами. В отличие от стандартного среднескоростного алгоритма, рассматриваемый метод перевода времен в глубины вы-

числяет угол выхода сейсмического луча на земную поверхность, при этом он так же, как и алгоритм 1, предполагает, что среда выше отражающей границы является фиктивно однородной.

Обратная кинематическая задача в этом случае заключается в нахождении положения отражающей границы в пространстве при заданном ее временном изображении $t = t(x)$ и известной средней скорости v (рис. 1, б). Задача сводится к нахождению точек Q на отражающей границе, соответствующих точкам P , принадлежащим временному изображению $t = t(x)$. Обращаясь к рис. 1, б, будем искать решение задачи для точки $P(x, 0)$, принадлежащей плоскости $t = 0$, или, что то же самое, плоскости $z = 0$. Задача сводится теперь к нахождению вертикальной мощности слоя \bar{m} в точке $P(x, 0)$. Из рис. 2 следует, что

$$d = \bar{m} \cos \gamma. \quad (1)$$

Время пробега волны вдоль луча будет равно

$$\frac{1}{2}t = \frac{\bar{m} \cos \gamma}{v}, \quad (2)$$

а отсюда

$$\bar{m} = \frac{vt}{2 \cos \gamma}. \quad (3)$$

Угол падения границы можно найти следующим образом:

$$\gamma = \arcsin \frac{v}{2} t'_x. \quad (4)$$

Формулы решения обратной задачи были получены для среды с плоской наклонной отражающей границей. Отметим, что гладкую криволинейную отражающую границу $z(x)$ можно рассматривать как огибающую семейства касательных к этой границе в точках x, z . Для восстановления отражающей границы достаточно определить вертикальные глубины залегания границы \bar{m}_{ij} в точках $P(x_p, 0)$, являющихся точками выхода нормальных к искомой границе лучей на дневную поверхность. Для этого нужно воспользоваться установленными выше зависимостями между значениями $t = t(x)$, известными по наблюдаемому временному изображению и искомым параметром \bar{m}_i [Облогина, Степанов, 2003].

Алгоритм кинематической миграции для слоистых сред с локально-постоянными пластовыми скоростями (алгоритм 3). Для слоистых сред с криволинейными границами и постоянными скоростями в слоях часто используется алгоритм послойного пересчета линий t_0 в глубины. Используются прямолинейные вертикальные сейсмические лучи, распространяющиеся в слоях, в предположении, что пластовые скорости локально постоянны в окрестности точки наблюдения. Другими словами, скорости сейсмических волн могут меняться вдоль горизонтов, для каждой точки на земной поверхности они могут различаться, но при проведении вычислений предполагается, что скорость в данной области есть константа, а сейсмические лучи идут вдоль вертикальных прямых. Данный алгоритм предполагает послойное последовательное применение стандартного среднескоростного алгоритма к временному изображению каждой границы начиная с поверхности земли (линии $x = 0$). На каждом новом шаге расчетов определенная на предыдущем этапе граница становится новой поверхностью наблюдений. Алгоритм не предполагает учет кривизны сейсмических лучей и их преломления на промежуточных границах (рис. 2, а).

Вариационный алгоритм кинематической миграции для слоистых сред с горизонтальным градиентом скорости (алгоритм 4). Для наиболее общей модели двумерной среды, представляющей собой слоистую толщу с переменными пластовыми скоростями, при преобразовании временных изображений в глубинные горизонты необходимо корректно учитывать как искривление сейсмических лучей в слоях, вызванное неоднородностью среды, так и преломление лучей на промежуточных границах.

Задача построения по данным МОГТ отражающих границ в слоистых средах с пластовыми скоростями, изменяющимися вдоль каждого из пластов по произвольному закону, может быть сформулирована следующим образом. В точках $(x, 0)$, произвольно расположенных вдоль линии профиля, заданы времена $t_{0i}(x)$, а также величины пластовых скоростей, найденные по скважинным данным и результатам скоростного анализа сейсмограмм МОГТ. Пластовые

скорости определены на вертикальных полупрямых в нижнем полупространстве $z > 0$, исходящих из произвольно расположенных точек на линии профиля. Данная пластовая скоростная модель наиболее распространена на практике. При этом следует отметить, что для расчета сейсмических лучей с использованием вариационного алгоритма факт наличия или отсутствия вертикального градиента скорости в пластах не имеет принципиального значения, поскольку используемый алгоритм позволяет работать с любыми типами неоднородных сред (Степанов, Гоманюк, 2022). Требуется восстановить отражающие границы, соответствующие зависимостям $t_{0i}(x)$ с учетом преломления лучей на вышележащих границах (рис. 2, б).

Данная задача может быть сформулирована как задача интегрирования системы дифференциальных уравнений лучей для двумерной среды [Ермаков, Степанов, 2018].

Первые два уравнения этой системы определяют пространственные траектории лучей, третье — угол падения луча. Требуется определить начальные условия для всех неизвестных функций в системе уравнений лучей, затем найти решение задачи Коши и определить из этого решения значения x, z , отвечающие значению $\tau = t_0/2$, где t_0 — временное изображение отражающей поверхности. Геометрическое место найденных точек отражения представляет собой искомую отражающую границу. Интегрирование системы обыкновенных дифференциальных уравнений первого порядка осуществляется методом Рунге-Кутты 4-го порядка точности.

Рассмотренные выше алгоритмы кинематической миграции были реализованы в виде программного обеспечения на языке C++, после чего были проведены расчеты на теоретических данных и полевом материале, которые позволили сделать выводы о применимости данных алгоритмов для восстановления геологических границ в средах различной сложности.

Кратко особенности каждого из рассмотренных алгоритмов кинематической миграции приведены в таблице.

Исследование возможностей и ограничений различных алгоритмов кинематической миграции на теоретических моделях. Для исследования возможностей и ограничений каждого из четырех алгоритмов решения обратной кинематической задачи были проведены расчеты на ряде теоретических моделей слоистых сред, приближенно описывающих реальные геологические ситуации. Каждая математическая модель состояла из пяти слоев. Скорость в слоях принималась постоянной или переменной по горизонтальной оси. Вертикальный градиент скорости в слоях отсутствовал, поскольку на практике при формировании пластовой скоростной модели среды часто используются данные скоростного анализа и скважинные данные, предполагающие определение пластовых скоростей в виде ступенчатых функций

Особенности рассмотренных алгоритмов кинематической миграции

	Алгоритм	Тип скоростей	Учет сейсмического сноса	Способ определения начального угла выхода луча
1	Стандартный алгоритм кинематической миграции для среднескоростной модели среды	средние скорости	без учета сейсмического сноса	луч, нормальный к земной поверхности
2	Алгоритм кинематической миграции для среднескоростной модели среды, учитывающий наклон границ	средние скорости	с учетом сейсмического сноса	через dt_j/dx (угол наклона j -й границы) и средние скорости до j -й границы
3	Алгоритм кинематической миграции для слоистых сред с локально-постоянными пластовыми скоростями	интервальные (пластовые) скорости	без учета сейсмического сноса	луч, нормальный к земной поверхности
4	Вариационный алгоритм кинематической миграции для слоистых сред с горизонтальным градиентом скорости	интервальные (пластовые) скорости	с учетом сейсмического сноса	через $dt_{(1)}/dx$ и V_1 : угол наклона первой границы, скорости в первом слое

с постоянной в пределах каждого пласта вертикальной составляющей скорости.

Для каждой модели была решена прямая кинематическая задача с использованием вариационного алгоритма лучевого трассирования, то есть были рассчитаны линии $t_0(x)$ для каждой отражающей границы [Степанов, Гоманюк, 2022]. При расчетах от каждой отражающей границы с постоянным шагом по координате x выпускались лучи под углом 90° к границе (нормальные лучи). Далее эти лучи прослеживались до земной поверхности с учетом искривления, вызванного скоростными неоднородностями в слоях, и преломления на вышележащих границах.

При проведении численных экспериментов по полученным в результате решения прямой кинематической задачи 2D временным изображениям границ (линиям t_0) решалась обратная кинематическая задача по четырем рассмотренным в работе алгоритмам кинематической миграции и проводилось сравнение исходной модели и восстановленных глубинных границ. На основании полученных результатов были сделаны выводы об эффективности применения каждого из алгоритмов кинематической миграции для восстановления геологических границ в моделях сред различной сложности.

Для расчетов использовались теоретические модели размером 3 км вдоль профиля и 3 км в глубину. Шаг пунктов возбуждения был выбран равным 50 м. При решении обратной задачи с использованием вариационного алгоритма (алгоритма 4) интегрирование системы дифференциальных уравнений лучей проводилось с шагом по времени 1 мс.

Модель 1. Горизонтально-слоистая среда с постоянными пластовыми скоростями. Данная модель весьма распространена на практике, так как зачастую достаточно точно описывает геологическое строение осадочного чехла Земли. Границы в модели находились на глубинах 500, 1000, 1500, 2000, 2500 м; скорости в слоях были заданы 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 м/с, соответственно (рис. 3, а). Представле-

но решение прямой кинематической задачи для данной модели среды. Зеленым цветом показаны модельные глубинные границы, голубым — нормальные сейсмические лучи (исходящие под углом 90° к границе), прослеженные от нижней границы до земной поверхности. Справа показан результат решения прямой кинематической задачи (линии t_0) для каждой из пяти границ (рис. 3, б).

На рис. 3, в–е представлен результат решения обратной кинематической задачи по четырем используемым в работе алгоритмам для данной модели среды. Красным цветом показаны восстановленные различными алгоритмами кинематической миграции глубинные границы, зеленым — исходные модельные границы. Голубым цветом показаны сейсмические лучи, прослеженные от земной поверхности до нижней границы (для алгоритма 4) или условные вертикальные линии (аналоги лучей), вдоль которых проводился расчет обратной задачи (для алгоритмов 1–3).

В данном случае исходные и восстановленные границы полностью совпадают для всех четырех алгоритмов, поэтому исходные границы не видны под восстановленными границами при решении обратной задачи. Невязки для данной модели по всем четырем алгоритмам составляют от 0 м для первой границы до 1,5–3 м для пятой границы. Наличие небольшой невязки связано с алгоритмическими погрешностями расчетов и накоплением ошибки при прослеживании луча до глубин в несколько километров. Такие неточности на практике нивелируются путем «подсадки» полученных глубинных границ на скважинные отбивки.

Модель 2. Горизонтально-слоистая среда с горизонтальным градиентом скорости в слоях. Модель 2 получена из предыдущей модели путем добавления во все слои горизонтального градиент скорости, равного 150 м/с на 1 км расстояния вдоль профиля (рис. 4, а). Все остальные параметры модели 1 оставлены без изменения. На рис. 4, а представлено решение прямой кинематической задачи

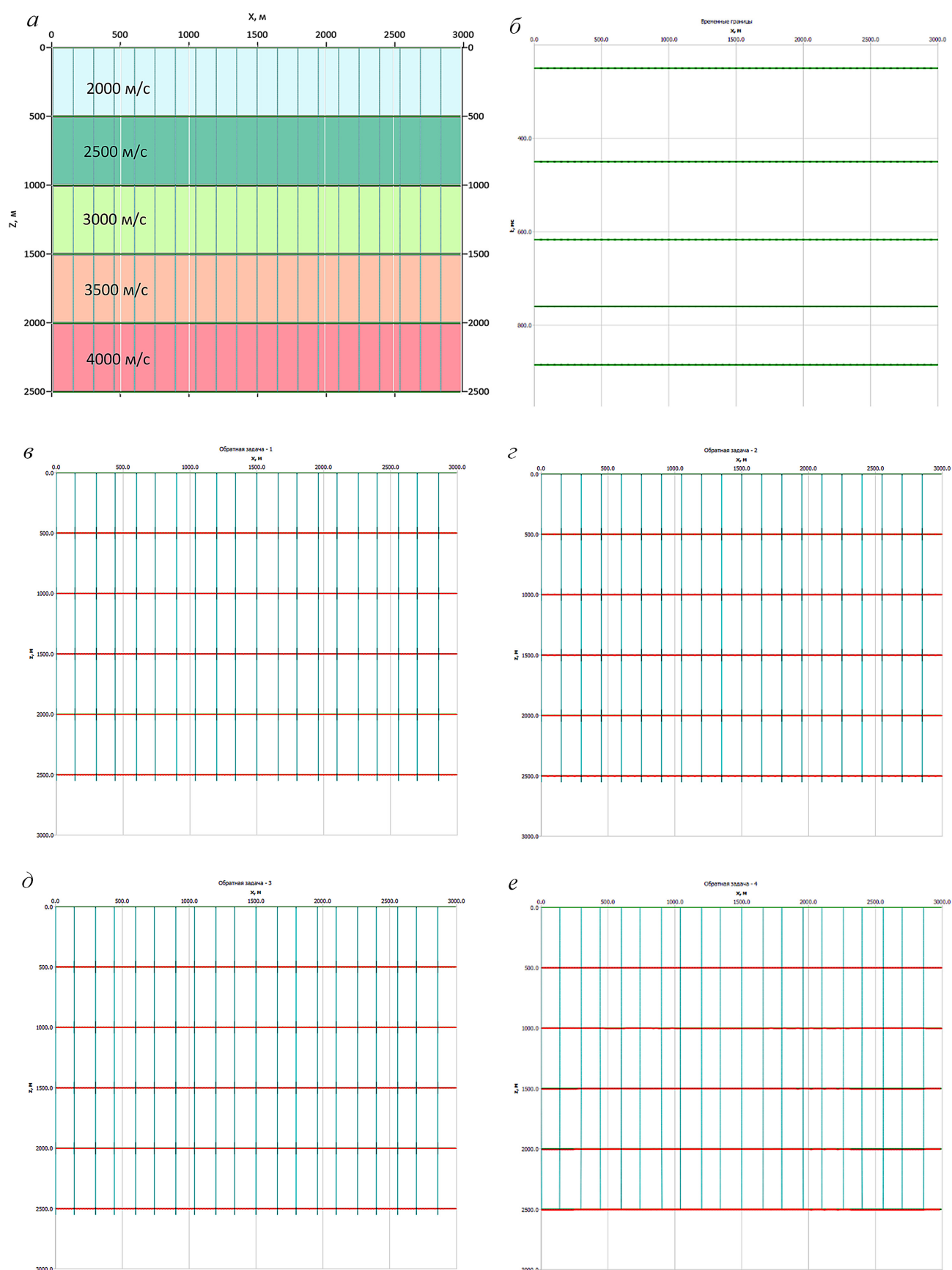


Рис. 3. *a* — Модель 1 и решение прямой задачи для нее, *б* — линии t_0 для модели 1. Результаты восстановления отражающих границ различными алгоритмами кинематической миграции для модели 1: *в* — среднескоростной алгоритм (алгоритм 1), *г* — модифицированный среднескоростной алгоритм (алгоритм 2), *д* — алгоритм последовательного пересчета (алгоритм 3), *е* — вариационный алгоритм (алгоритм 4). Голубым цветом показаны лучевые траектории для пятой границы, красным — результат решения обратной задачи (границы в глубинном масштабе), зеленым — исходные модельные границы

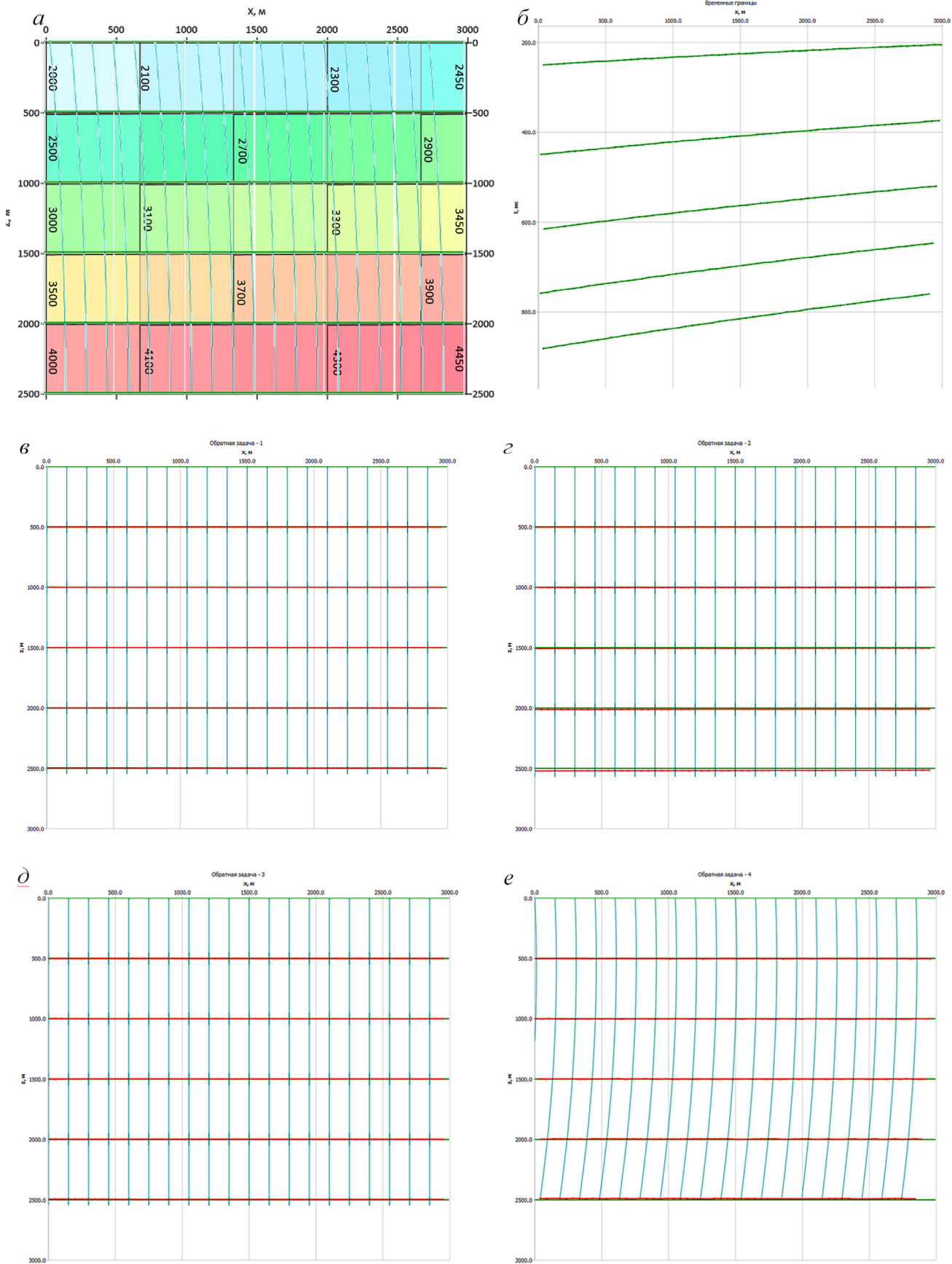


Рис. 4. *a* — Модель 2 и решение прямой задачи для нее, *б* — линии t_0 для модели 2. Результаты восстановления отражающих границ различными алгоритмами кинематической миграции для модели 2: *в* — среднескоростной алгоритм (алгоритм 1), *г* — модифицированный среднескоростной алгоритм (алгоритм 2), *д* — алгоритм послыюного пересчета (алгоритм 3), *е* — вариационный алгоритм (алгоритм 4). Голубым цветом показаны лучевые траектории для пятой границы, красным — результат решения обратной задачи (границы в глубинном масштабе), зеленым — исходные модельные границы

для данной модели среды. Справа на рис. 4, б показан результат решения прямой кинематической задачи (линии t_0) для каждой из пяти границ. Заметно небольшое искривление лучей вследствие наличия горизонтального градиента скорости в слоях.

На рис. 4, в–е представлен результат решения обратной кинематической задачи по четырем используемым в работе алгоритмам для данной модели среды. В данном случае исходные и восстановленные границы полностью совпадают для алгоритмов 1 и 3 (рис. 4, в, д) и практически полностью совпадают для алгоритма 4 (рис. 4, е). Наихудший результат наблюдается для алгоритма 2 (рис. 4, б). Невязки по алгоритмам 1 и 3 составляют от 1–2 до 5 м, по алгоритму 4 — до 10 м, по алгоритму 2 — до 15–20 м. Большие невязки наблюдаются для более глубоких границ, поэтому здесь и далее невязки указаны для нижней границы.

В данном случае алгоритм 2 сработал не вполне корректно, что объясняется наклоном временных изображений границ (рис. 4, б), вызванным наличием горизонтального градиента скорости, поскольку модифицированный среднескоростной алгоритм определяет начальный угол выхода луча как производную линии t_0 . Таким образом, можно сделать вывод, что данный алгоритм будет заведомо некорректно восстанавливать границы при наличии значительного скоростного градиента в слоях, вызывающего искривление лучей и временных изображений границ, которое ошибочно воспринимается как наклон границ, что не соответствует действительности.

Модель 3. Наклонно-слоистая среда с наклоном границ 3° . Модель 3 относится к другому распространенному на практике типу геологических сред — наклонно-слоистым средам с небольшим (до $7\text{--}10^\circ$) наклоном слоев. В данной модели (рис. 5, а) наклон слоев составляет 3° , что соответствует изменению глубины границы примерно 50 м на 1 км расстояния вдоль профиля. Скорости в слоях постоянны и составляют 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 м/с. Представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды. Справа показаны линии t_0 , рассчитанные для каждой из пяти границ (рис. 5, б).

На рис. 5, в–е представлен результат решения обратной кинематической задачи различными алгоритмами. В данном случае исходные и восстановленные границы совпадают с точностью до 1–2 м для алгоритма 4, чуть худшие результаты наблюдаются для алгоритмов 1–3. Невязки составляют от 2–3 до 5 м (рис. 5, в–е). То есть малые углы наклона границ практически не сказываются на результатах работы как среднескоростных алгоритмов, так и послойного и вариационного алгоритмов кинематической миграции.

Модель 4. Наклонно-слоистая среда с наклоном границ 10° . Рассмотрим аналогичную модель с наклоном слоев 10° , что соответствует изменению глубины границы примерно 165 м на 1 км расстояния

вдоль профиля. Скорости в слоях постоянны и составляют 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 м/с (рис. 6, а). Представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды (рис. 6, а), а на рис. 6, б — результат решения обратной кинематической задачи по четырем используемым в работе алгоритмам для данной модели среды.

Как можно видеть, корректный результат кинематической миграции получен только для вариационного алгоритма (алгоритм 4) (рис. 6, е). Алгоритмы 1 и 3 восстановили положение отражающих границ некорректно, так как они предполагают расчет обратной задачи вдоль вертикальных прямых, в то время как для данной модели при расчете прямой задачи лучи существенно отклоняются от вертикали (рис. 6, в, д). Среднескоростной алгоритм, учитывающий наклон сейсмических лучей (алгоритм 2), сработал эффективнее алгоритмов, работающих с вертикальными лучами, однако это относится только к верхним трем границам (рис. 6, з). Более глубоко залегающие границы восстановились с заметной погрешностью, что объясняется, по видимому, накоплением вычислительных ошибок для нижних границ.

Модель 5. Среда с антиклинальными границами и постоянными пластовыми скоростями. Модель 5 представляет собой модель среды с антиклинальной складкой. Максимальная амплитуда в центральной части складки составляет 200 м для нижней границы. Вверх по разрезу складка выполаживается, для верхней границы амплитуда складки составляет 100 м. Такая ситуация характерна, например, для областей с развитием солянокупольной тектоники. Скорости в слоях модели постоянны и составляют 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 м/с (рис. 7, а). Представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды. Справа показаны линии t_0 , рассчитанные для каждой из пяти границ (рис. 7, б).

На рис. 7, в–е представлен результат решения обратной кинематической задачи по четырем используемым в работе алгоритмам для данной модели среды. Видно, что лучший результат решения обратной задачи в данном случае получен для алгоритма 4 (невязки до 8 м), а худший — для алгоритма 3 (невязки до 45 м). Такой результат объясняется конфигурацией границ в модели, которая обеспечивает сходство прямого и обратного лучей для алгоритма 4 и их различие для алгоритмов 1 и 3 (рис. 7, в, д, е). Достаточно корректный результат позволяет получить и алгоритм 2, который учитывает наклон границ (рис. 7, з). Следует еще раз подчеркнуть, что параллельность границ, то есть унаследование нижними границами формы верхних горизонтов, является залогом успеха применимости алгоритмов кинематической миграции, вычисляющих стартовый угол выхода лучей по наклону границ. А вот кривизна границ в алгоритмах, предполагающих использова-

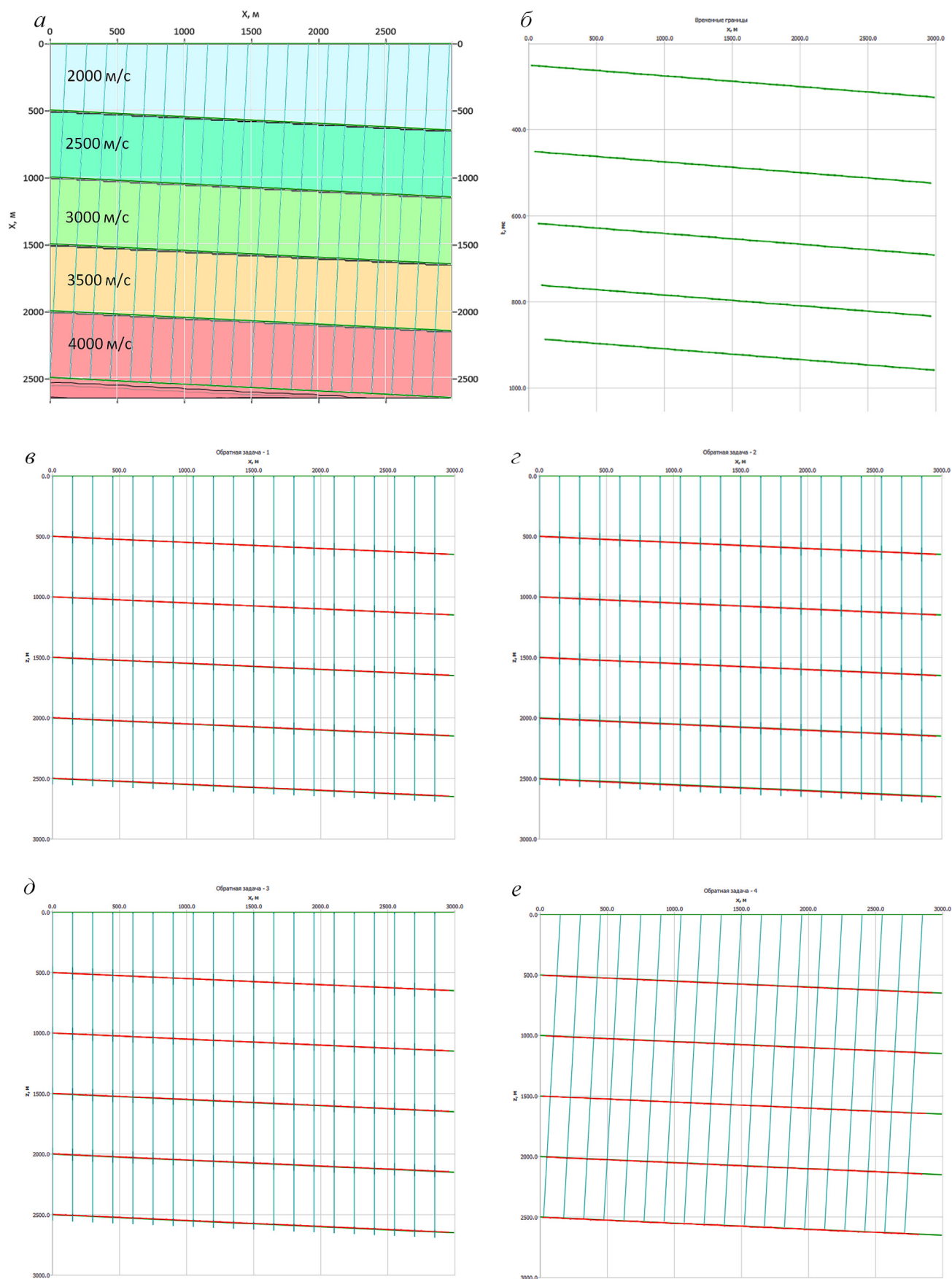


Рис. 5. *a* — Модель 3 и решение прямой задачи для нее, *б* — линии t_0 для модели 3. Результаты восстановления отражающих границ различными алгоритмами кинематической миграции для модели 3: *в* — среднескоростной алгоритм (алгоритм 1), *г* — модифицированный среднескоростной алгоритм (алгоритм 2), *д* — алгоритм послойного пересчета (алгоритм 3), *е* — вариационный алгоритм (алгоритм 4). Голубым цветом показаны лучевые траектории для пятой границы, красным — результат решения обратной задачи (границы в глубинном масштабе), зеленым — исходные модельные границы

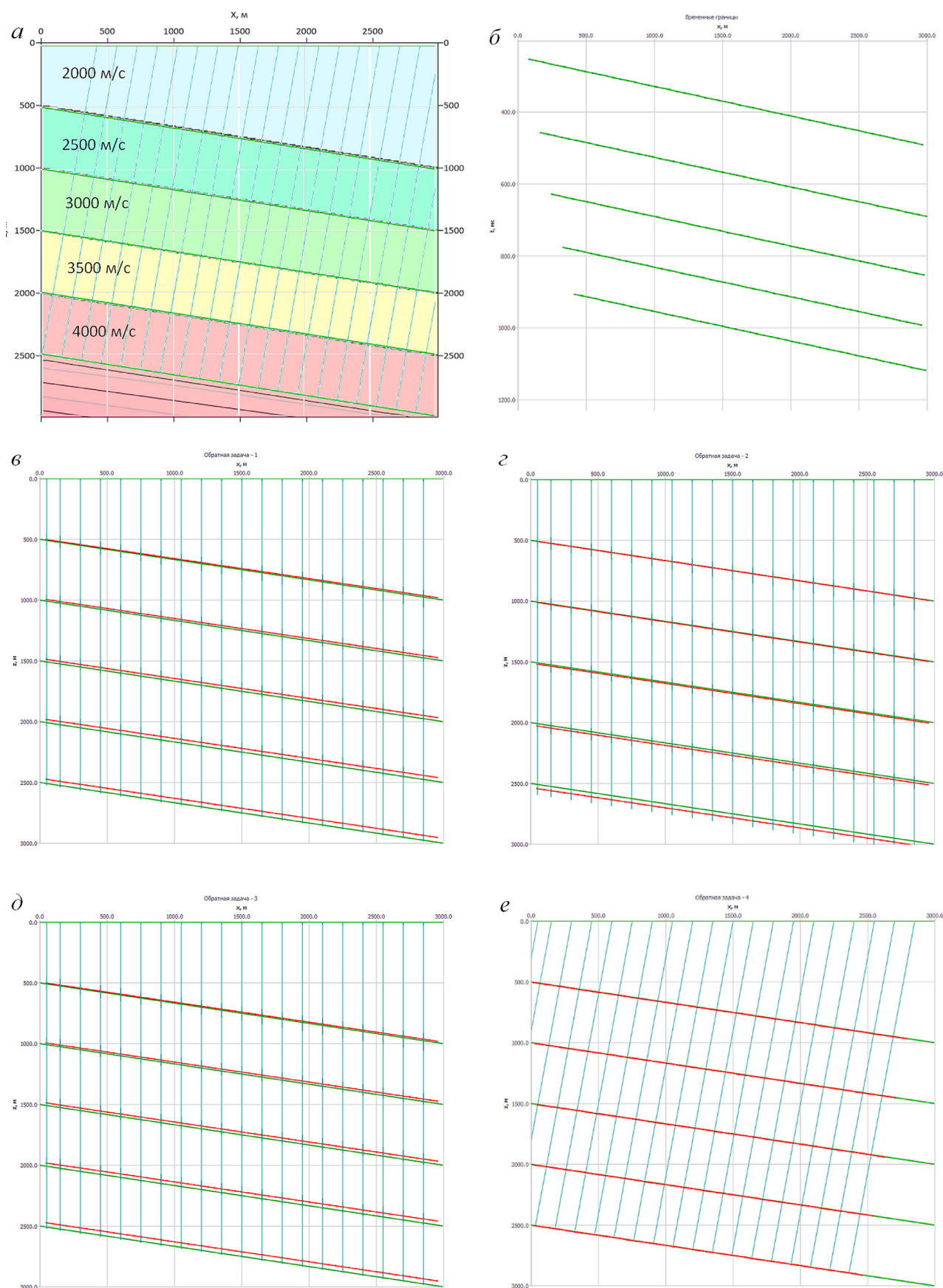


Рис. 6. *a* — Модель 4 и решение прямой задачи для нее, *б* — линии t_0 для модели 4. Результаты восстановления отражающих границ различными алгоритмами кинематической миграции для модели 4: *в* — среднескоростной алгоритм (алгоритм 1), *г* — модифицированный среднескоростной алгоритм (алгоритм 2), *д* — алгоритм послойного пересчета (алгоритм 3), *е* — вариационный алгоритм (алгоритм 4). Голубым цветом показаны лучевые траектории для пятой границы, красным — результат решения обратной задачи (границы в глубинном масштабе), зеленым — исходные модельные границы

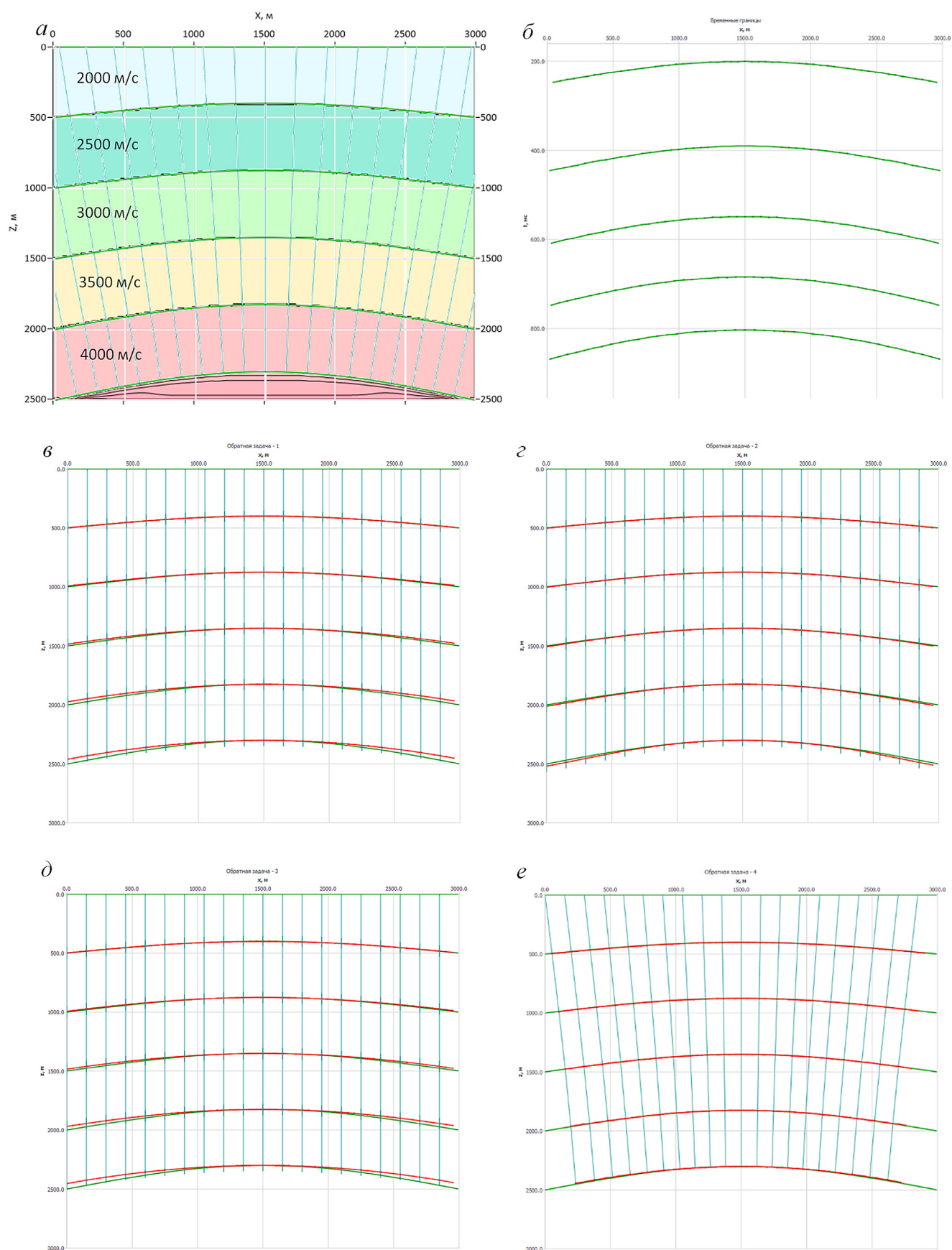


Рис. 7. *a* — Модель 5 и решение прямой задачи для нее, *б* — линии t_0 для модели 5. Результаты восстановления отражающих границ различными алгоритмами кинематической миграции для модели 5: *в* — среднескоростной алгоритм (алгоритм 1), *г* — модифицированный среднескоростной алгоритм (алгоритм 2), *д* — алгоритм послынного пересчета (алгоритм 3), *е* — вариационный алгоритм (алгоритм 4). Голубым цветом показаны лучевые траектории для пятой границы, красным — результат решения обратной задачи (границы в глубинном масштабе), зеленым — исходные модельные границы

ние вертикальных лучей, существенно лимитирует точность решения обратной задачи (рис. 7, в, д).

Модель 6. Среда с антиклинальной складкой и горизонтальной верхней границей. Исследуем, насколько изменятся результаты расчетов в случае, если одна или несколько границ в антиклинальной модели станут горизонтальными. Для начала рассмотрим модель с горизонтальной верхней границей (рис. 8, а). Все остальные параметры модели совпадают с параметрами модели 5: максимальная амплитуда в центральной части складки для нижней границы составляет 200 м, скорости в слоях модели постоянны и составляют 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 м/с.

На рис. 8, а представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды. Справа на рис. 8, б показан результат решения прямой кинематической задачи (линии t_0) для каждой из пяти границ.

На рис. 8, в–е представлен результат решения обратной кинематической задачи по четырем используемым в работе алгоритмам для данной модели среды. Можно видеть, что достаточно незначительное изменение модели среды приводит к значительным изменениям результатов восстановления границ различными алгоритмами кинематической миграции (рис. 8, в–е). Практически идеальный результат в данном случае позволяет получить алгоритм 2 (рис. 8, г), а худший результат, в отличие от предыдущих моделей, показывает алгоритм 4, что можно объяснить тем, что стартовый угол выхода лучей при решении обратной задачи определяется по наклону временного изображения первой границы, которая в данной модели параллельна земной поверхности (рис. 8, а, е). Невязки по алгоритму 2 для нижней границы не превышают 10 м, по алгоритмам 1 и 3 — 50 м, по алгоритму 4 — 60 м. То есть корректный результат позволяет получить только алгоритм 2, что наводит на мысль о необходимости комбинирования алгоритмов 2 и 4 для получения лучшего результата для всех моделей сред.

Модель 7. Горизонтально-слоистая среда с антиклинальной верхней границей. Рассмотрим теперь влияние формы верхней границы на результат решения обратной кинематической задачи различными алгоритмами. Исследуем горизонтально-слоистую модель с антиклинальной верхней границей (рис. 9, а). Амплитуда антиклинальной границы в центральной ее части составляет 100 м. Скорости в слоях модели постоянны и составляют 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 м/с.

На рис. 9, а представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды. Справа на рис. 9, б показан результат решения прямой кинематической задачи (линии t_0) для каждой из пяти границ.

На рис. 9, в–е представлен результат решения обратной кинематической задачи по четырем используемым в работе алгоритмам для данной модели среды. Данная модель интересна тем, что из-за

конфигурации границ лучи в прямой задаче идут практически вертикально (со слабым преломлением на границах), а вот в обратной задаче для алгоритма 4 форма первой границы определяет существенное отклонение луча от вертикали, что и приводит к ошибке восстановления формы границ (невязка составляет до 20 м) (рис. 9, е). В то время как три других алгоритма, не учитывающих при восстановлении ниже лежащих границ форму первой границы, позволяют получить корректный результат кинематической миграции для данной модели (рис. 9, в–д).

Модель 8. Среда с синклинальными границами и постоянными пластовыми скоростями. Рассмотрим модель среды с синклинальной складкой (рис. 10, а). Максимальная амплитуда в центральной части складки составляет 200 м для нижней границы. Вверх по разрезу складка выполаживается, для верхней границы амплитуда складки составляет 100 м. Скорости в слоях модели постоянны и составляют 2000, 2500, 3000, 3500, 4000 м/с.

На рис. 10, а представлено решение прямой кинематической задачи для данной модели среды. Справа на рис. 10, б показан результат решения прямой кинематической задачи (линии t_0) для каждой из пяти границ.

На рис. 10, в–е представлен результат решения обратной кинематической задачи по четырем используемым в работе алгоритмам для данной модели среды. Результаты решения обратной кинематической задачи для синклинальной складки аналогичны результатам для антиклинальной складки: достаточно корректный учет сейсмического сноса и прослеживание луча в вариационном алгоритме позволяют наиболее корректно восстановить форму складки (рис. 10, е). В то время как остальные алгоритмы дают существенную ошибку: невязки по алгоритмам 1 и 3 составляют до 50 м, по алгоритму 2 — до 70 м. Некорректный результат, полученный по алгоритму 2 для нижней границы, объясняется неучетом преломления лучей и несоответствием среднескоростной модели среды реальному распределению скоростей (рис. 10, г).

Заключение. По результатам проведенных численных экспериментов с использованием четырех рассмотренных в работе алгоритмов кинематической миграции были сделаны выводы об эффективности применения каждого из алгоритмов для восстановления геологических границ в моделях сред различной сложности.

1. Если траектории восходящего (при решении прямой задачи) и нисходящего (при решении обратной задачи) лучей существенно не совпадают, то ни один из алгоритмов кинематической миграции не позволяет корректно восстановить форму и положение границ в среде.

2. Для горизонтально-слоистой среды с постоянными скоростями в слоях исходные и восстановленные границы полностью совпадают для всех рассмотренных алгоритмов, и использование

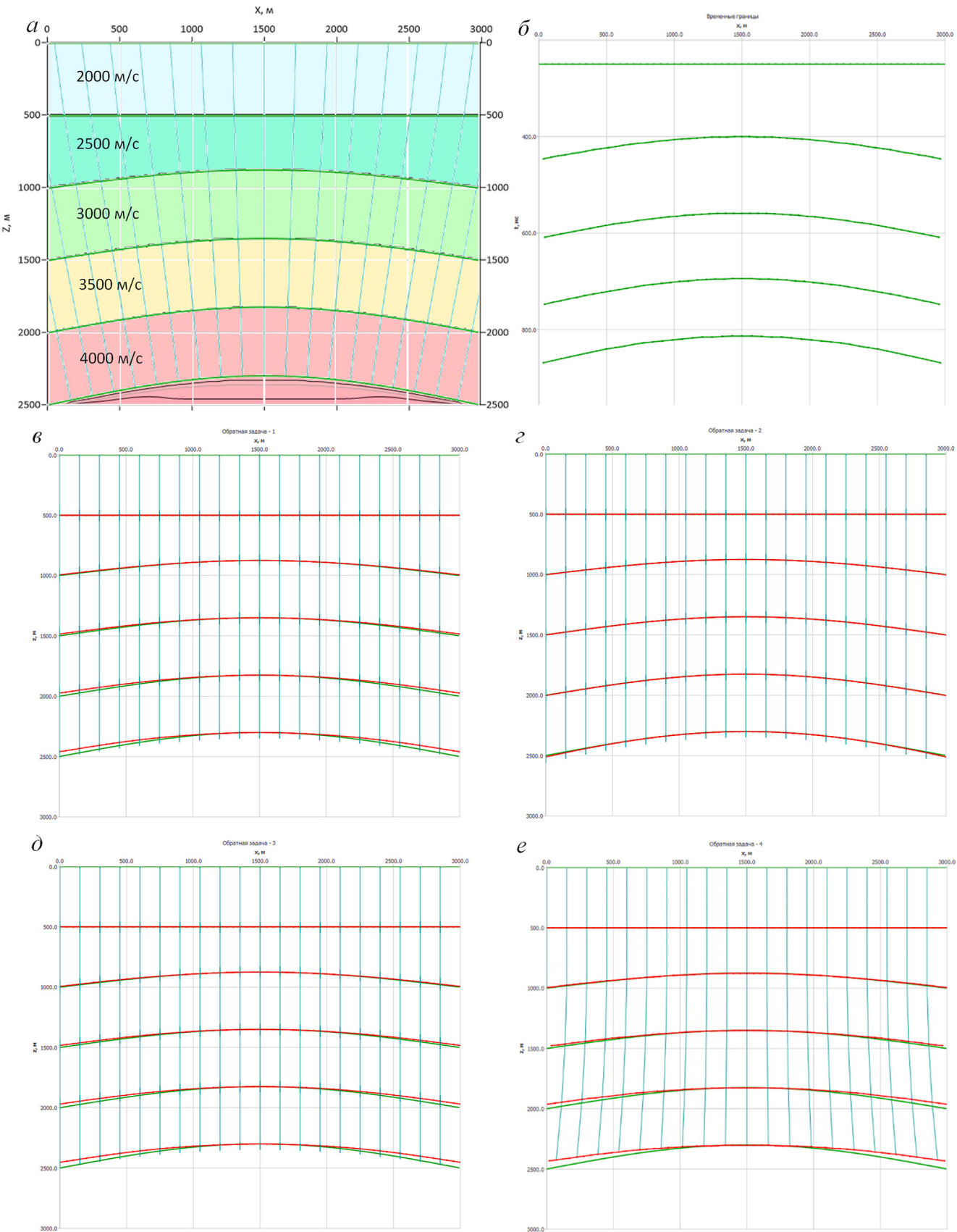


Рис. 8. *a* — Модель 6 и решение прямой задачи для нее, *б* — линии t_0 для модели 6. Результаты восстановления отражающих границ различными алгоритмами кинематической миграции для модели 6: *в* — среднескоростной алгоритм (алгоритм 1), *г* — модифицированный среднескоростной алгоритм (алгоритм 2), *д* — алгоритм послынного пересчета (алгоритм 3), *е* — вариационный алгоритм (алгоритм 4). Голубым цветом показаны лучевые траектории для пятой границы, красным — результат решения обратной задачи (границы в глубинном масштабе), зеленым — исходные модельные границы

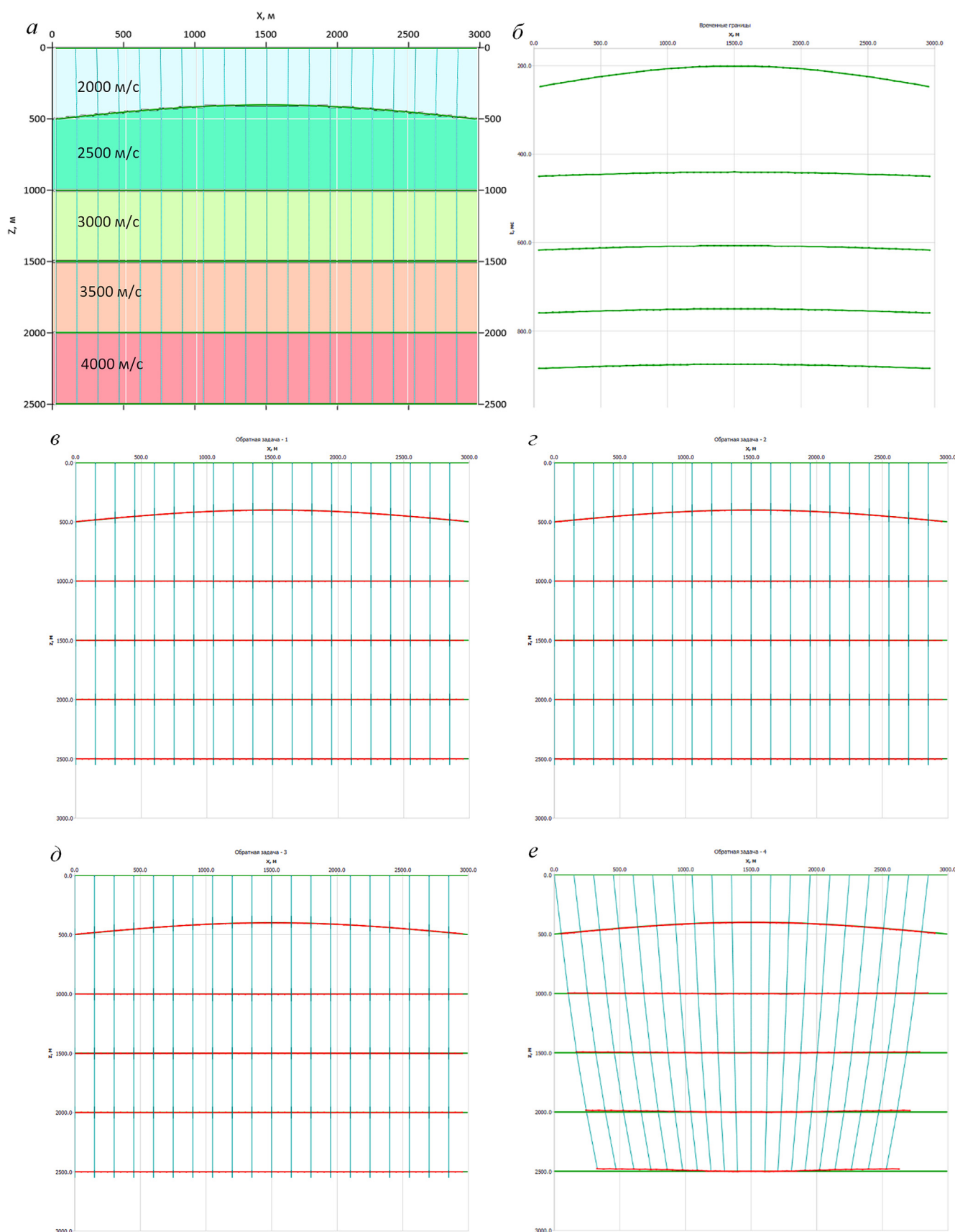


Рис. 9. *a* — Модель 7 и решение прямой задачи для нее, *б* — линии t_0 для модели 7. Результаты восстановления отражающих границ различными алгоритмами кинематической миграции для модели 7: *в* — среднескоростной алгоритм (алгоритм 1), *г* — модифицированный среднескоростной алгоритм (алгоритм 2), *д* — алгоритм послойного пересчета (алгоритм 3), *е* — вариационный алгоритм (алгоритм 4). Голубым цветом показаны лучевые траектории для пятой границы, красным — результат решения обратной задачи (границы в глубинном масштабе), зеленым — исходные модельные границы

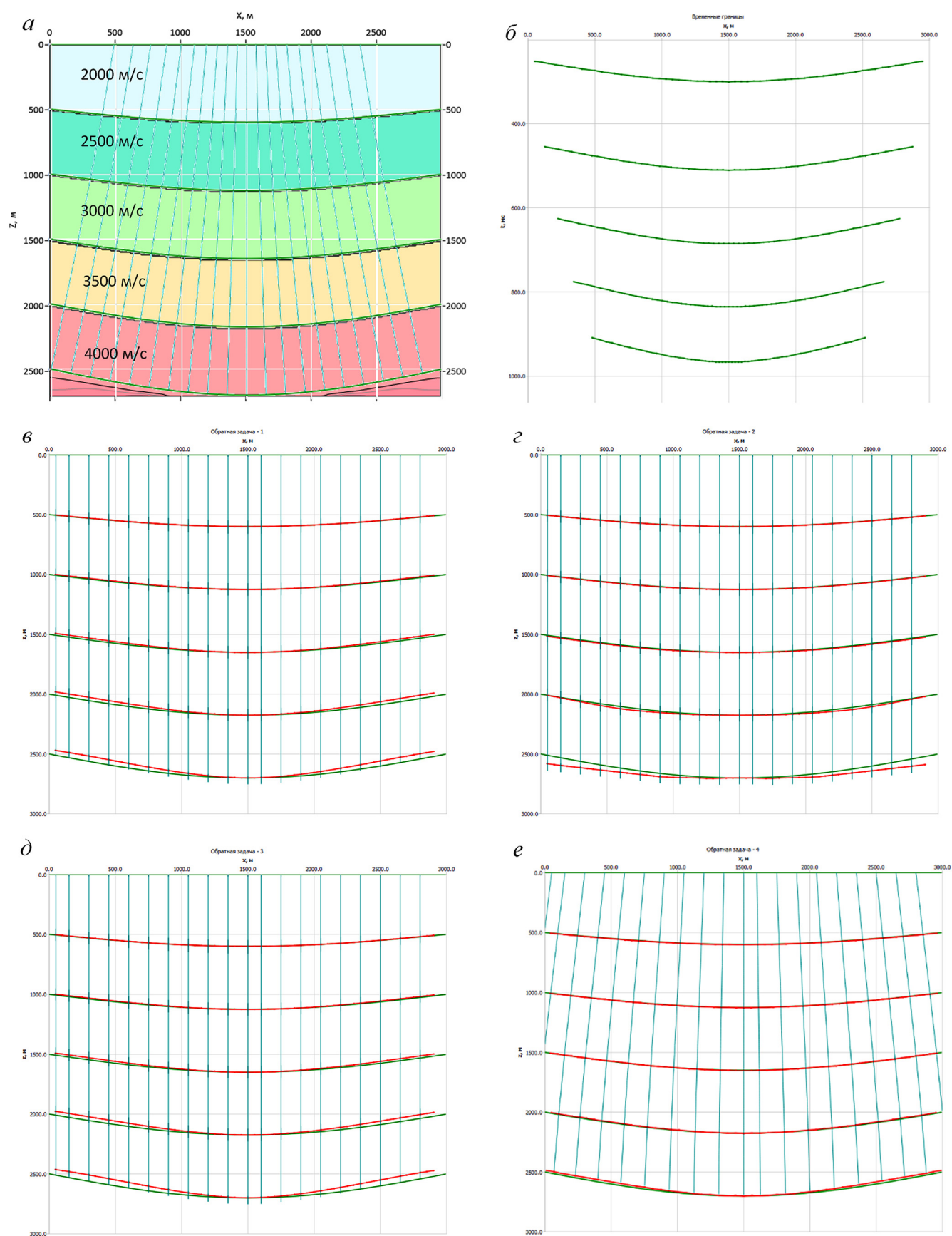


Рис. 10. *a* — Модель 8 и решение прямой задачи для нее, *б* — линии t_0 для модели 8. Результаты восстановления отражающих границ различными алгоритмами кинематической миграции для модели 8: *в* — среднескоростной алгоритм (алгоритм 1), *г* — модифицированный среднескоростной алгоритм (алгоритм 2), *д* — алгоритм послойного пересчета (алгоритм 3), *е* — вариационный алгоритм (алгоритм 4). Голубым цветом показаны лучевые траектории для пятой границы, красным — результат решения обратной задачи (границы в глубинном масштабе), зеленым — исходные модельные границы

сложных вариационных алгоритмов, требующих большого объема вычислений, нецелесообразно.

3. Восстановить истинный угол выхода луча на земную поверхность для корректного применения стандартных алгоритмов, предусматривающих дифференцирование линий t_0 , при значительном градиенте скорости в слоях не представляется возможным, поскольку формулы для определения стартового угла выхода луча предполагают постоянство скорости и, как следствие, прямолинейность лучей. Ошибки в определении стартового угла выхода лучей приводят к неэффективности этих алгоритмов.

4. В случае моноклинального залегания слоев хорошие результаты применения вариационного алгоритма и среднескоростного алгоритма, учитывающего наклон сейсмических границ, объясняются корректным определением угла выхода лучей, совпадением восходящих и нисходящих лучей, а также параллельностью границ.

5. Параллельность границ, то есть унаследованное нижними границами формы верхних горизонтов, является залогом успеха применимости алгоритмов кинематической миграции, вычисляющих стартовый угол выхода лучей по наклону первой границы: если нижние границы повторяют форму верхней, по наклону которой вариационный алгоритм определяет стартовый угол выхода лучей, то результаты кинематической миграции получаются достаточно точными, то есть алгоритм вполне корректно восстанавливает все глубинные горизонты.

6. Малые углы наклона границ (до 5°) практически не сказываются на результатах работы как среднескоростных алгоритмов, так и послойного и вариационного алгоритмов кинематической миграции.

7. При наклоне границ больше $6-7^\circ$ алгоритмы 1 и 3 восстанавливают положение отражающих

границ некорректно, так как данные алгоритмы предполагают расчет обратной задачи вдоль вертикальных прямых, в то время как при расчете прямой задачи лучи существенно отклоняются от вертикали. Алгоритм 4 напротив корректно восстанавливает наклонно-слоистые среды при любом наклоне границ.

8. Кривизна границ в алгоритмах, предполагающих использование вертикальных лучей (алгоритмы 1 и 3), существенно лимитирует точность решения обратной задачи.

9. При восстановлении складчатых структур обязательно применение алгоритмов кинематической миграции, учитывающих наклон границ (т. е. вычисляющих стартовый угол выхода сейсмических лучей по наклону границ при решении обратной кинематической задачи). Вариационный алгоритм решения обратной кинематической задачи (алгоритм 4) для моделей, содержащих складки, позволяет наиболее точно восстановить форму складки по сравнению с другими алгоритмами.

Таким образом каждый из рассмотренных алгоритмов кинематической миграции имеет свои достоинства и недостатки. Проанализировав все вышесказанное, можно предложить следующую методику структурных построений:

В случае, когда среда имеет простое горизонтально-слоистое или наклонно-слоистое (с углами наклона до $5-6^\circ$) строение, для проведения кинематической миграции данных достаточно использования классического среднескоростного или послойного алгоритмов (алгоритмов 1 и 3). В сложных сейсмогеологических условиях (среды с крутопадающими границами, осложненные протяженными складками различной формы и т. п.) рекомендуется применение алгоритмов кинематической миграции, учитывающих наклон отражающих границ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глоговский В.М. Прикладная теория определения скоростных и глубинных параметров среды по данным сейсморазведки МОВ: Автореф. дисс. ... докт. физ.-мат. наук. М., 1989. 33 с.
2. Глоговский В.М. Структурная устойчивость алгоритмов определения скоростных и глубинных параметров среды // Технологии сейсморазведки. 2011. № 4. С. 6–11.
3. Глоговский В.М., Лангман С.Л. Свойства решения обратной кинематической задачи сейсморазведки // Технологии сейсморазведки. 2009. № 1. С. 10–17.
4. Ермаков А.П., Степанов П.Ю. Сейсморазведка неоднородных сред. М.: КДУ, Университетская книга, 2018. 122 с.
5. Облогина Т.И. Кинематическая теория сейсмических волн в неоднородных анизотропных средах // Вестн. Моск. ун-та. 1998. № 6. С. 52–59.

6. Облогина Т.И., Степанов П.Ю. К теории временных изображений отражающих границ в трехмерных средах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. № 2. С. 59–62.
7. Степанов П.Ю. Алгоритмы глубинной кинематической миграции в трехмерных средах: Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2000. 137 с.
8. Степанов П.Ю., Гоманюк Ю.А. Математическое моделирование кинематики сейсмических волн в сложнопостроенных средах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 167–178.
9. Cervený V. Seismic Ray Theory. 1st Ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2001. 713 p.
10. Rawlinson N., Hauser J., Sambridge M. Seismic ray tracing and wavefront tracking in laterally heterogeneous media // Advances in Geophysics. 2007. Vol. 49. P. 203–267.

Статья поступила в редакцию 10.08.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 550.834

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-130-133

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОКРУГ ОСТРОВА БЕННЕТА ПО СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Гогуи Ли¹✉, Валерий Гарифьянович Гайнанов², Алексей Сергеевич Зверев³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lig@my.msu.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-5381-082X>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gainan@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8851-8781>

³ Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; sparker1@yandex.ru

Аннотация. Представлены некоторые результаты обработки и интерпретации данных сейсмоакустического профилирования, выполненного в 78 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в рамках комплексной океанографической экспедиции в арктических морях России. Целью работ было изучение геологического строения верхней части разреза на шельфе острова, чтобы получить ответы на вопросы о продолжении обнажающихся на острове пород и структурных элементов под водой на шельфе. Интерпретация полученных результатов дала ответы на некоторые из этих вопросов.

Ключевые слова: сейсмоакустическое профилирование, коренные отложения, молодые отложения, палеорусло, скопления газа, газовый плюм

Для цитирования: Ли Г., Гайнанов В.Г., Зверев А.С. Некоторые черты геологического строения донных отложений вокруг острова Беннета по сейсмоакустическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 130–133.

SOME FEATURES OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE SEDIMENTS AROUND BENNETT ISLAND FROM VERY HIGH RESOLUTION SEISMIC DATA

Guogui Li¹✉, Valeriy G. Gainanov², Aleksey S. Zverev³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lig@my.msu.ru ✉, <https://orcid.org/0000-0002-5381-082X>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gainan@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8851-8781>

³ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; sparker1@yandex.ru

Abstract. Authors describe some processing and interpretation results of the very high resolution seismic data, acquired in RV “Academic Mstislav Keldysh” cruise to Bennett island in Russian Arctic. The purpose of investigations was to study underwater geological structures around the island, presence or absence of their connection to the ancient rocks on the surface of the island. Interpretation of the seismic data gives some clues to these questions.

Keywords: Very high resolution seismic, ancient rocks, recent rocks, paleo valley, gas accumulations, gas plume

For citation: Li G., Gainanov V.G., Zverev A.S. Some features of the geological structure of the sediments around Bennett Island from very high resolution seismic data. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 130–133. (In Russ.).

Введение. В Российской Арктике есть удивительный остров — остров Беннета (рис. 1, а). Он входит в группу островов Де-Лонга в Северном Ледовитом океане, относится к архипелагу Новосибирские острова. Открыт в 1881 г. американским мореплавателем Де-Лонгом и назван в честь организатора полярной экспедиции — Беннета [ru.wikipedia.org].

С острова Котельный в 1886 г. Яков Санников, а затем в 1893 г. Эдуард Толль, видели землю на севере. То, что видели в восточной стороне, оказалось островом Беннета, а то, что видели с западной стороны, — Земля Санникова, которую так и не удалось обнаружить. На ее поиски направлялась Первая Русская полярная экспедиция в 1900 г. под руководством барона Эдуарда Толля, в 1902 г. на

поиски пропавшей экспедиции Толля направился молодой лейтенант Колчак, в будущем адмирал [https://history.wikireading.ru].

В СССР интерес к поискам неизвестной земли возродил известный ученый-геолог и палеонтолог, академик В.А. Обручев в научно-фантастическом романе «Земля Санникова» [Обручев, 1926], однако землю так и не нашли, хотя остров Беннета, находящийся примерно на тех же местах, был обследован более подробно.

Вновь внимание к острову Беннета возродили обнаруженные начиная с 1983 г. на спутниковых снимках шлейфы неизвестного происхождения (рис. 1, б), вытянутые в северо-западном направлении от острова. Сначала думали, что они имеют



Рис. 1. Остров Беннетта: а — вид с моря [ru.wikipedia.org]; б — атмосферный шлейф от острова [Bennett..., 2013]

метеорологическую природу, но в последующем в их составе были обнаружены компоненты вулканических и гидротермальных извержений [Масуренков, 2013; Bennett..., 2013].

Интересное совпадение — в романе Обручева Земля Санникова описывается как фантастический оазис, согреваемый теплом вулканов. Остров не нашли, но гидротермальная система оказывается существует.

Геологическое строение. Остров Беннетта сложен слоями осадочных и вулканических пород раннепалеозойского, позднемерелового, плиоценового и четвертичного геологических периодов. В геологическом разрезе острова Беннетта кембрийско-ордовикская часть имеет флишевое строение без явных примесей вулканического материала. Они состоят из толщи аргиллитов толщиной примерно 500 м с небольшим количеством алевролитов и известняков. Палеозойские породы перекрыты позднемереловыми угленосными аргиллитами и кварцитоподобными песчаниками, а также базальтовыми лавами и туфами с линзами туфоаргиллитов. Позднемереловые толщи перекрыты базальтовыми лавами возрастом от плиоцена до четвертичного периода. Наиболее поздние четвертичные вулканические породы образуют небольшие вулканические конусы [Данукалова, 2016; ru.wikipedia.org].

Сейсмоакустические исследования вокруг о. Беннетта. В 2019 г. в 78 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в рамках комплексной океанографической экспедиции в арктических морях России, ГЕОХИ РАН были проведены сейсмические исследования вокруг острова Беннетта, целью которых было изучение геологического строения верхней части разреза на шельфе острова, чтобы получить ответы на вопросы о продолжении обнажающихся на острове пород и структурных элементов под водой на шельфе.

НИС «Академик Келдыш» подошел к острову Беннетта с запада, прошел вдоль южного берега и обогнул остров против часовой стрелки, выполнив 4 профиля (рис. 2).

Сейсмоакустическое профилирование выполнялись с применением электроискрового источника и 16-канальной сейсмической косы, с шагом 2 м

между каналами. Частотный диапазон возбуждаемых колебаний находился в пределах 40–2400 Гц.

На необработанном сейсмоакустическом разрезе (рис. 3) можно заметить отдельные отражающие границы, но из-за интенсивного шума и многократных волн уверенная корреляция их невозможна. Для увеличения соотношения сигнал/помеха на разрезах мы применили разные способы обработки данных. Рассмотрим некоторые из них.

Двухмерный F-K анализ исходных сейсмограмм показал наличие интенсивных помех от судна (рис. 4, а), и применение оптимальной F-K фильтрации позволило существенно подавить эти помехи (рис. 4, б).

Частотная фильтрация и суммирование трасс по способу ОГТ значительно повысили соотношение сигнал/помеха на временных разрезах, но заметно подавить многократные волны не смогли. Для этого мы к полученным суммарным разрезам применили еще процедуру подавления многократных волн в водном слое «ZeroOffsetDemultiple», которая существенно подавила многократные волны. После этого эродированная поверхность коренных отложений стала гораздо лучше прослеживаться (рис. 5; 6).

Интерпретация сейсмических данных. Скоростной анализ показал, что залегающая непосредственно на дне толща отложений мощностью около 50 м характеризуется относительно низкими значениями пластовых скоростей — 1600–1800 м/с, следовательно слабо консолидирована и является молодой. Судя по наличию отражающих границ разной конфигурации в этой толще, она существенно неоднородная, и видимо, отлагалась в континентальных условиях.

Подосва этой толще характеризуется высокоамплитудными отражениями, и является границей несогласия — под ней наблюдаются отдельные крутонаклоненные границы (рис. 5; 6). По всей видимости это кровля коренных отложений. Высокая амплитуда отражений говорит о высокой сейсмической жесткости нижележащих отложений и степени консолидации, а наблюдаемые на сейсмических разрезах круто наклоненные границы могут говорить о том, что это сильно дислоцированные древние осадочные толщи, типа флиша, подобные обнажающимся на острове.

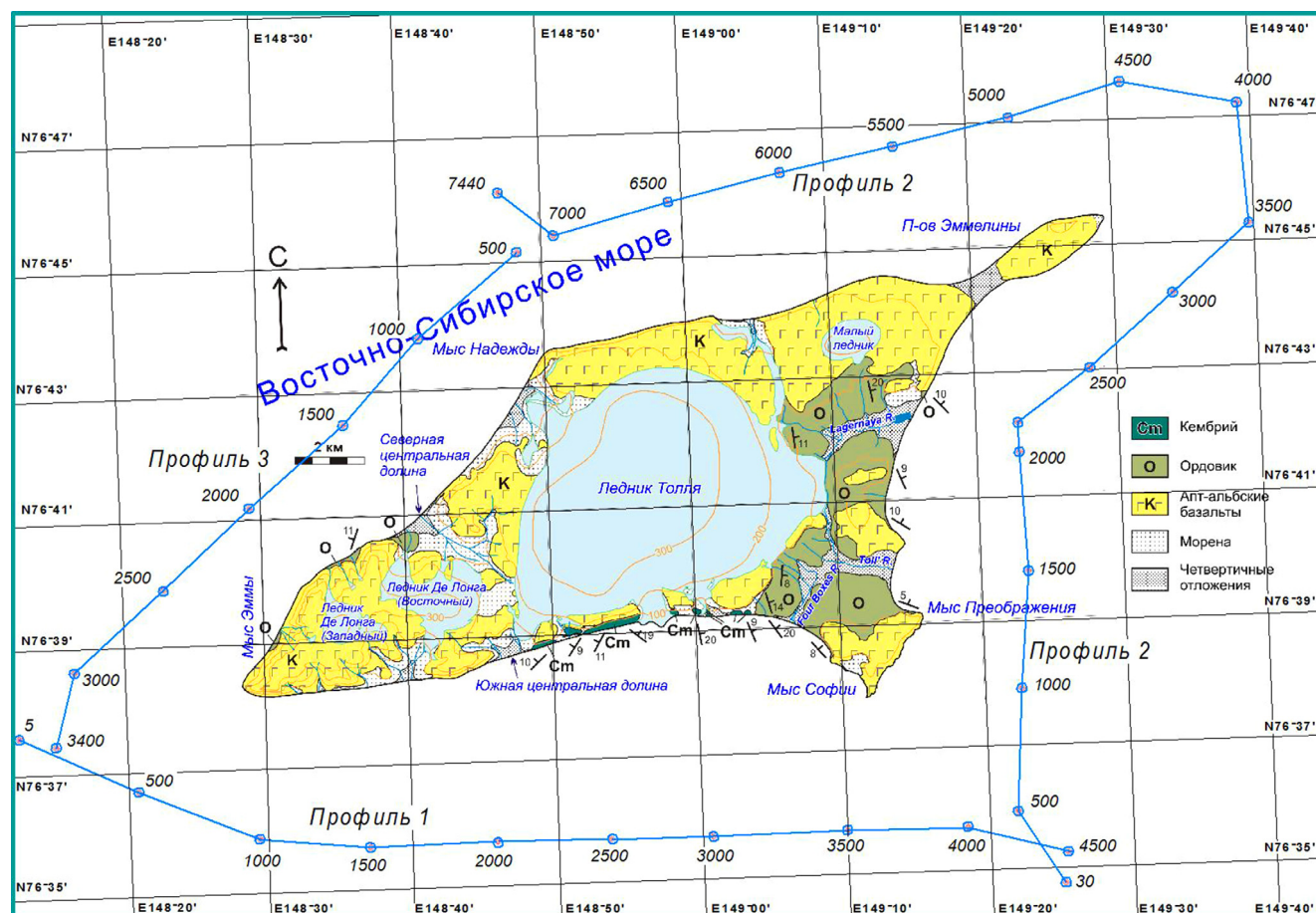


Рис. 2. Остров Беннетта [Данукалова, 2016] и сейсмические профили

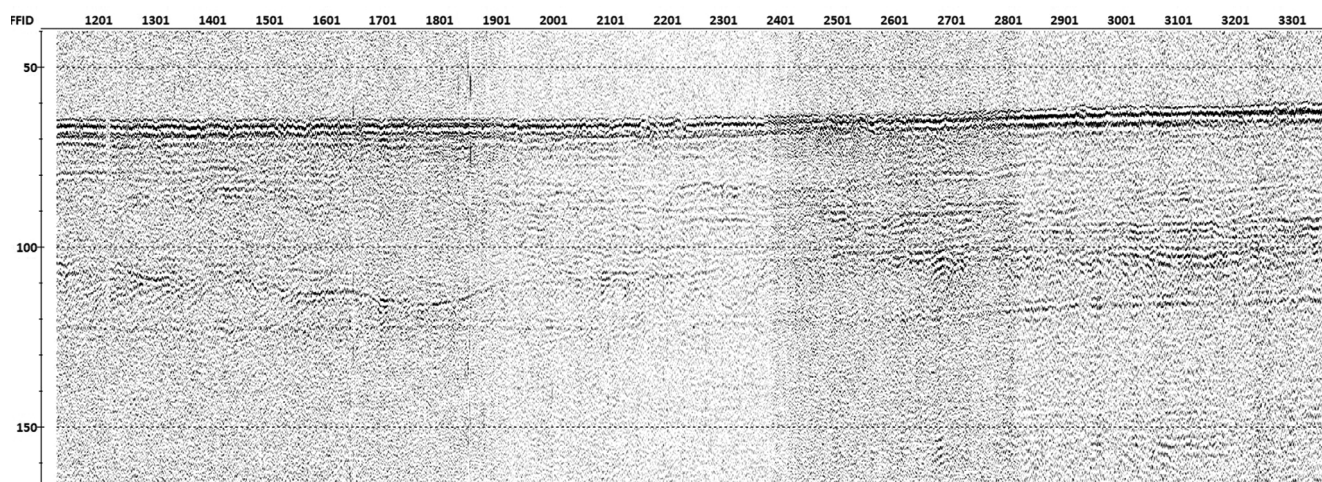


Рис. 3. Необработанный одноканальный сейсмоакустический разрез

Отдельно надо сказать про древнюю захороненную долину в интервале ОГТ 3100–3300. Сам эрозионный врез имеет V-образную форму, что говорит о его ледниковом происхождении, а характер слоистости в материале заполнения указывает на осадконакопление в условиях локального бассейна [Гайнанов и др., 2005].

Далее по этому же фрагменту разреза по профилю 1, в окрестностях ОГТ 3600, 3700 и 3800 на небольшой глубине под дном выделяются скопления газа — отражения от кровли газа характеризуются высокой амплитудой и отрицательной полярностью (рис. 6).

Финансирование. Работа выполнена по госзада-нию ГЕОХИ РАН, тема № 0137-2019-0007.

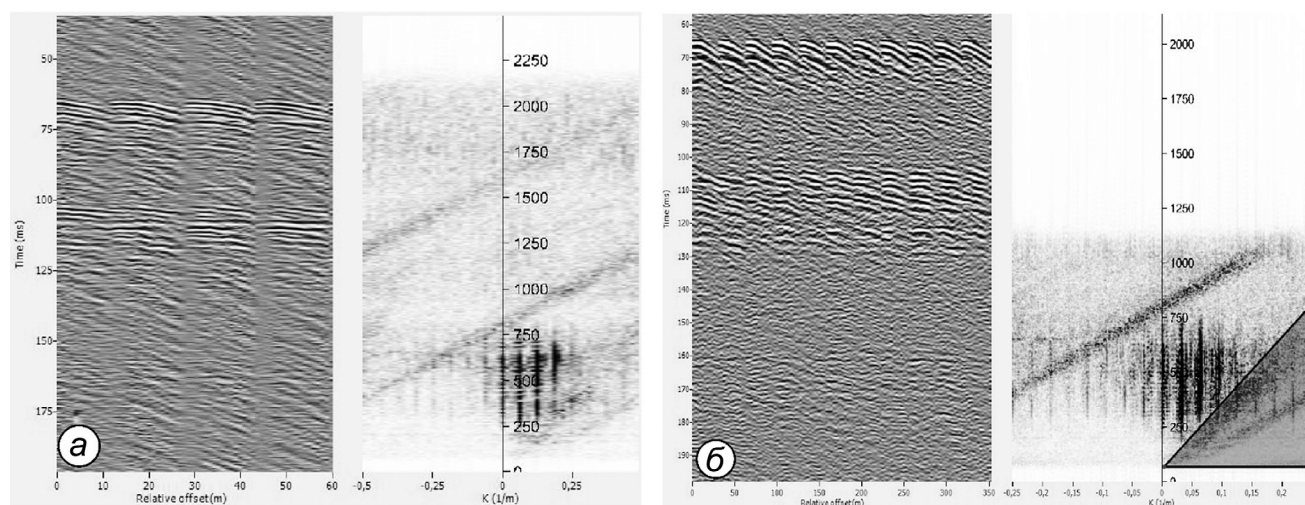


Рис. 4. Окна процедуры F-K анализа: а — до F-K фильтрации; б — после фильтрации

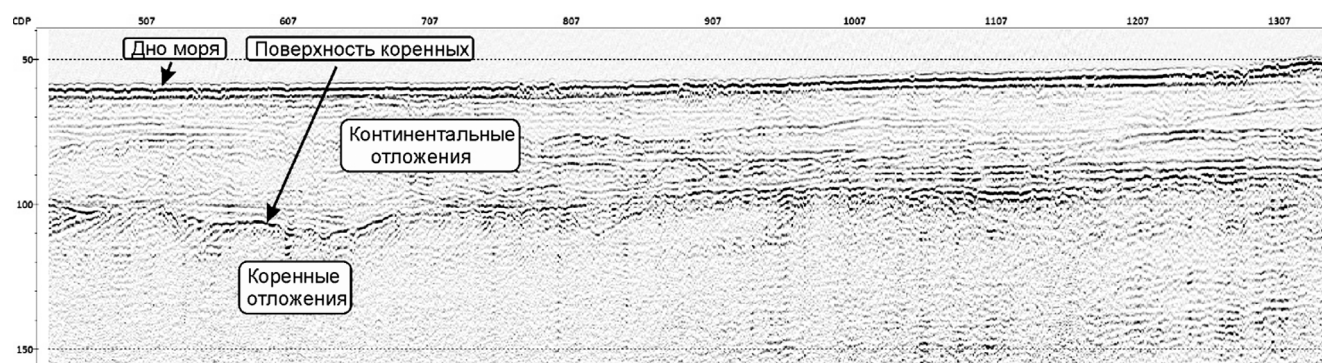


Рис. 5. Фрагмент финального временного разрез по профилю 1

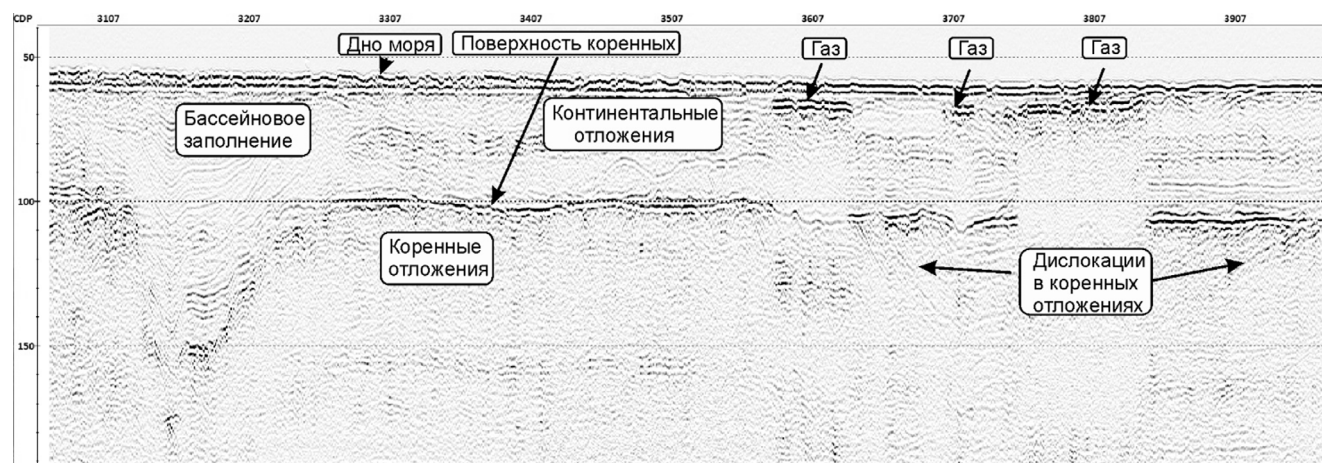


Рис. 6. Следующий фрагмент финального временного разрез по профилю 1

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайнанов В.Г., Поляк Л.В., Гатауллин В.Н., Зверев А.С. Сейсмоакустические исследования следов покровных оледенений в Карском море // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2005. № 1. С. 38–44.
2. Данукалова М.К. Геологическая история территории островов Беннетта и Котельный в раннем палеозое: Дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 2016. 179 с.
3. Обручев В.А. Земля Санникова или Последние онкилоны: Науч.-фантастич. роман. М.: Пучина, 1926. 325 с.
4. Юрий Масуренков. Новое открытие в русской Арктике // Проза.Ру. 2023.
5. Bennett Island plume. Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies (CIMSS). University of Wisconsin — Madison, 2013.
6. <https://history.wikireading.ru/hBGySnkU7>
7. ru.wikipedia.org Остров Беннетта

Статья поступила в редакцию 12.05.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УДК 550.837.211

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-134-143

ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ К ТИПИЧНЫМ АНОМАЛИЯМ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ В ТЕКТОНОСФЕРЕ

Данила Денисович Попов^{1✉}, Павел Юрьевич Пушкарев²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; crossbrian97@mail.ru ✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; pavel_pushkarev@list.ru

Аннотация. Представлена трехмерная геоэлектрическая модель, содержащая аномалии электропроводности сложной формы на трех структурных этапах: в осадочном чехле, в консолидированной земной коре и в верхней мантии. Полученные в результате решения прямой задачи синтетические (модельные) магнитотеллурические данные анализируются для выявления аномалий, связанных с геоэлектрическими неоднородностями на различных глубинах. Даны количественные оценки чувствительности различных компонент магнитотеллурических данных к этим неоднородностям. Далее мы планируем использовать представленные данные для оценки эффективности различных методов решения обратных задач.

Ключевые слова: магнитотеллурические зондирования, геоэлектрическая модель, синтетические данные, аномалии электропроводности

Для цитирования: Попов Д.Д., Пушкарев П.Ю. Чувствительность магнитотеллурических зондирований к типичным аномалиям электропроводности в тектоносфере // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 134–143.

SENSITIVITY OF MAGNETOTELLURIC SOUNDINGS TO TYPICAL ELECTRICAL CONDUCTIVITY ANOMALIES IN THE TECTONOSPHERE

Danila D. Popov^{1✉}, Pavel Yu. Pushkarev²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; crossbrian97@mail.ru ✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; pavel_pushkarev@list.ru

Abstract. A three-dimensional resistivity model is presented that contains electrical resistivity anomalies of a complex shape on three structural levels: in the sedimentary cover, in the consolidated earth's crust and in the upper mantle. The synthetic (model) magnetotelluric data obtained as a result of solving the forward problem are analyzed to identify anomalies associated with resistivity inhomogeneities at various depths. Quantitative estimates of the sensitivity of various components of magnetotelluric data to these inhomogeneities are given. Further, we plan to use the presented data to evaluate the effectiveness of various methods for solving inverse problems.

Keywords: magnetotelluric soundings, resistivity model, synthetic data, conductivity anomalies

For citation: Popov D.D., Pushkarev P.Yu. Sensitivity of magnetotelluric soundings to typical electrical conductivity anomalies in the tectonosphere. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 134–143. (In Russ.).

Введение. При оценке возможностей геофизических методов широко применяются синтетические (модельные) геофизические данные, то есть рассчитанные для известных моделей среды и источника поля. Синтетические данные удобно использовать для определения эффективности методов анализа, коррекции, а также инверсии данных (решения обратных задач). В нашем исследовании мы используем модельные данные для оценки возможностей метода магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Данный метод является самым глубинным в электроразведке, позволяя изучать строение осадочного чехла, консолидированной земной коры, а также верхней мантии.

Метод МТЗ применяется с середины XX века, в основе интерпретации данных тогда лежала горизонтально-слоистая или одномерная (1D) модель среды. Благодаря развитию вычислительной техни-

ки, методов численного моделирования и решения обратных задач с конца XX века применяется двумерная (2D), а с начала XXI века — трехмерная (3D) инверсия. Особенности магнитотеллурического (МТ) поля в 3D средах посвящены работы М.Н. Бердичевского, В.И. Дмитриева, М.С. Жданова, Г. Хоманна, Ф. Ваннамейкера и других ученых. Однако многие вопросы методики 3D интерпретации остаются слабо изученными, и нашей целью является их решение с использованием синтетических данных.

В настоящей статье представлены результаты первого этапа нашей работы. Мы представим 3D геоэлектрическую модель, содержащую характерные аномалии электропроводности на различных глубинах, рассмотрим расчет синтетических данных для этой модели, выполним их качественный анализ и оценим их чувствительность к аномалиям электропроводности. В дальнейшем представленные здесь

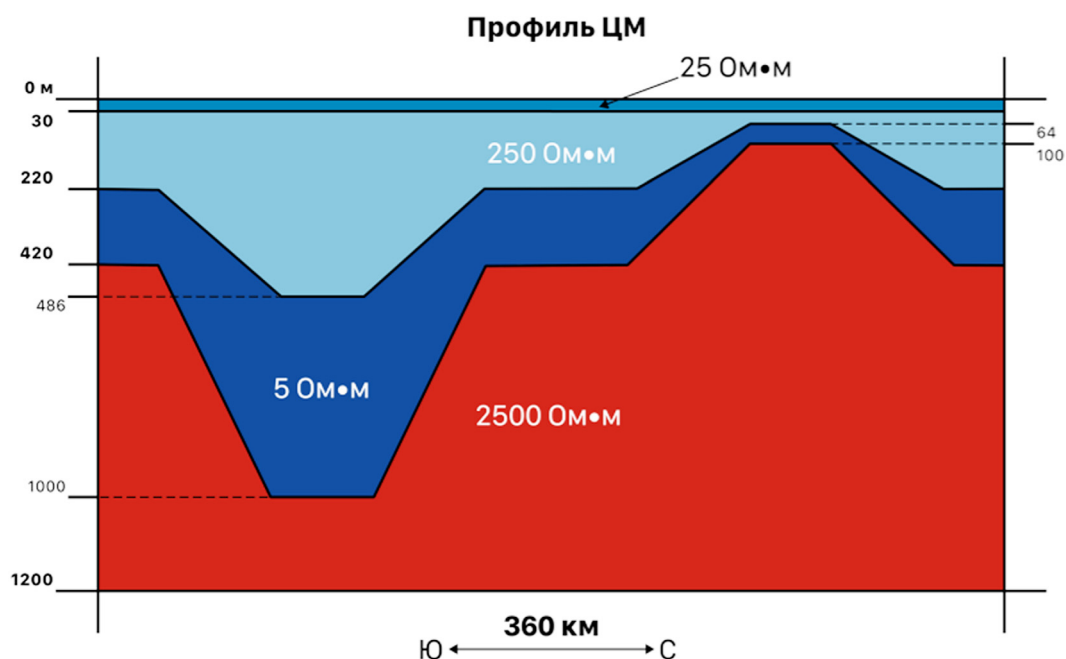


Рис. 1. Разрез вдоль центрального меридионального профиля — осадочный чехол

данные будут использоваться для оценки эффективности различных методик интерпретации.

Построение геоэлектрической модели. Нами была построена 3D геоэлектрическая модель тектоносферы, являющаяся результатом обобщения мирового опыта применения метода МТЗ. Она включает в себя фоновый слоистый разрез и содержит горизонтальные неоднородности на трех структурных уровнях: осадочный чехол, консолидированная земная кора и верхняя мантия. На верхнем уровне в модель включены поднятие и прогиб в кровле фундамента, на среднем — типичные вытянутые коровые аномалии низкого сопротивления, на нижнем — поднятие кровли мантийного проводника (астеносферы).

Для расчета МТ поля численными методами модель среды (геоэлектрическую модель) можно представить в виде массива прямоугольных ячеек, число которых по координатным осям составляет NX , NY и NZ (оси X и Y направлены условно на север и восток, ось Z — вниз). Каждая ячейка характеризуется значением удельного электрического сопротивления (УЭС) и размерами по трем осям. Вычисления выполнялись с помощью широко применяемой программы MT3DFwd [Mackie et al., 1993], основанной на методе конечных разностей.

Построение модели для программы MT3DFwd при больших размерах сетки (NX , NY и NZ) ручным способом весьма трудоемко. Чтобы избежать данной проблемы, нами была разработана и реализована в системе MATLAB программа GMC (Geophysical Models Constructor), позволяющая автоматизировать процесс построения 3D модели, а также визуализировать ее и конвертировать в необходимый формат. На вход программы GMC подаются: количество и размеры ячеек, фоновый слоистый разрез, границы которого задаются в виде карт, а также неоднородности, для которых также задаются карты кровли

и подошвы. На выходе программа GMC выдает «куб сопротивлений» на заданной сетке в формате программы MT3DFwd.

Нами использовалась сетка с размерами $NX=100$, $NY=100$ и $NZ=79$. По горизонтали размеры ячеек составили 4×4 км в центральной области размером 90×90 ячеек, по бокам были добавлены по 5 дополнительных ячеек с каждой стороны размерами 8, 16, 32, 64 и 128 км, чтобы обеспечить выход на фоновые значения и выполнение граничных условий. По вертикали размеры ячеек постепенно увеличивались от 10 м до 30 км.

Рассмотрим структуры различного УЭС подробнее. Осадочный чехол имеет фоновую мощность 420 м и образует две структуры широтного простирания — поднятие в северной части с мощностью чехла до 100 м и прогиб в южной до 1000 м (рис. 1). При этом в чехле выделяется три слоя, мощность верхнего остается неизменной, а среднего и нижнего меняется пропорционально общей мощности. Размер центральной плоской части поднятия и прогиба составляет 32×80 км (по X и Y), внешний размер — 128×176 км. Центры структур находятся в серединах северной и южной половин планшета.

В консолидированной коре находятся две проводящие призмы. Северо-западная призма характеризуется азимутом простирания 40° на северо-восток, а юго-восточная простирается на 30° на северо-восток (рис. 2). Примерный размер каждой призмы составляет 180 км по длине, 60 км по ширине и мощностью в 20 км. Глубина до кровли северо-западной призмы 20 км, юго-восточной — 10 км (рис. 3). В северо-восточной части планшета расстояние между призмами минимально и составляет 16 км, а в юго-западной части структуры максимально расходятся. Сопротивление северо-западной призмы составляет 60 Ом·м, юго-восточной — 30 Ом·м.

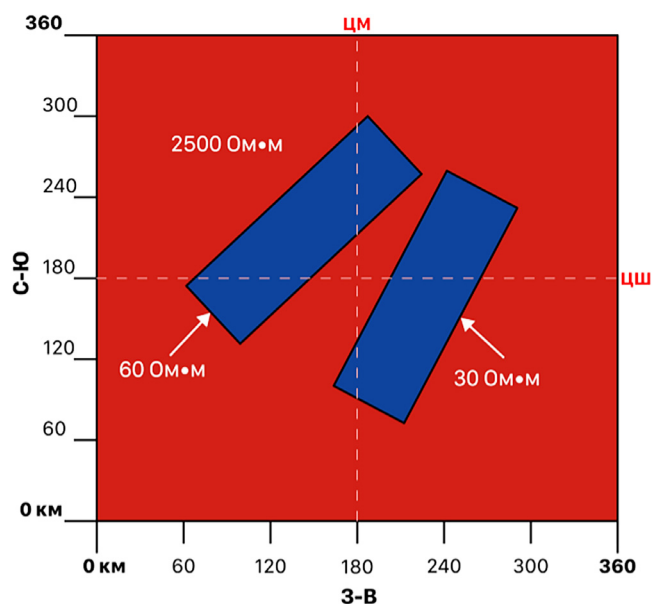


Рис. 2. План — консолидированная кора, содержащая проводящие призмы

Таким образом, юго-восточная призма является более контрастной и залегает ближе к поверхности.

Кровля астеносферы в центральной части планшета поднимается с глубины 120 км до глубины 60 км (рис. 3). Размер центральной плоской части поднятия составляет примерно 70×170 км, краев — 170×270 км. Азимут простираения оси поднятия ориентирован на 60° на северо-восток (рис. 4).

Расчет магнитотеллурических данных. В результате решения прямой 3D задачи с помощью программы MT3DFwd определяются компоненты МТ поля в центрах ячеек на земной поверхности для двух поляризации источника на заданных периодах (в нашем случае $T=0,1, 0,2, 0,5, 1, 2, 5, 10, 20, 50, 100, 200, 500, 1000, 2000, 5000$ с).

Для вычисления передаточных функций и инвариантных параметров, а также для их сохранения в файлах различных форматов нами была разработана и реализована в среде MATLAB программа MTDA (Magnetotelluric Data Analysis). Она вычисляет:

- Передаточные функции: компоненты тензора импеданса $[Z]$, матрицы типпера $[W]$, магнитного тензора $[M]$ и теллурического тензора $[T]$;

- Инвариантные параметры: эффективное кажущееся сопротивление ρ_{eff} , фазу эффективного импеданса φ_{eff} , параметр неоднородности N , параметр асимметрии Свифта skew_S , параметр асимметрии Бара skew_B , норму матрицы $\|W\|$, магнитовариационный параметр асимметрии skew_{MV} , норму матрицы $\|M\|$, магнитный параметр асимметрии skew_M , норму матрицы $\|T\|$, теллурический параметр асимметрии skew_T .

Далее программа MTDA считывает файл со списком точек наблюдения, в котором определены их координаты и принадлежность к профилю, и сохраняет данные:

- В текстовых файлах для визуализации в виде кривых зондирования, частотных разрезов и карт с помощью программ Grapher, Surfer (компания Golden Software) и других;

- В файлах формата EDI (Международный стандарт хранения МТ данных);

- В формате программы 3D инверсии МТ данных WSIInv3DMT (автор W. Siripunvaraporn).

Анализ тензора импеданса. Основной передаточной функцией, используемой в методе МТЗ, является тензор импеданса. Импеданс имеет физический смысл комплексного сопротивления, которое оказывает среда индуцированному в ней электрическому току [Ковтун, Успенский, 2008]. Тензор импеданса состоит из четырех компонент, связывающих комплексные амплитуды горизонтальных компонент электрического и магнитного полей [Бердичевский, 1960; Cantwell, 1960]:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y, \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y. \end{aligned} \quad (1)$$

Для качественного анализа результатов решения прямой задачи для рассмотренной выше модели в первую очередь были выбраны наиболее широко используемые инварианты — ρ_{eff} и φ_{eff} . Эф-

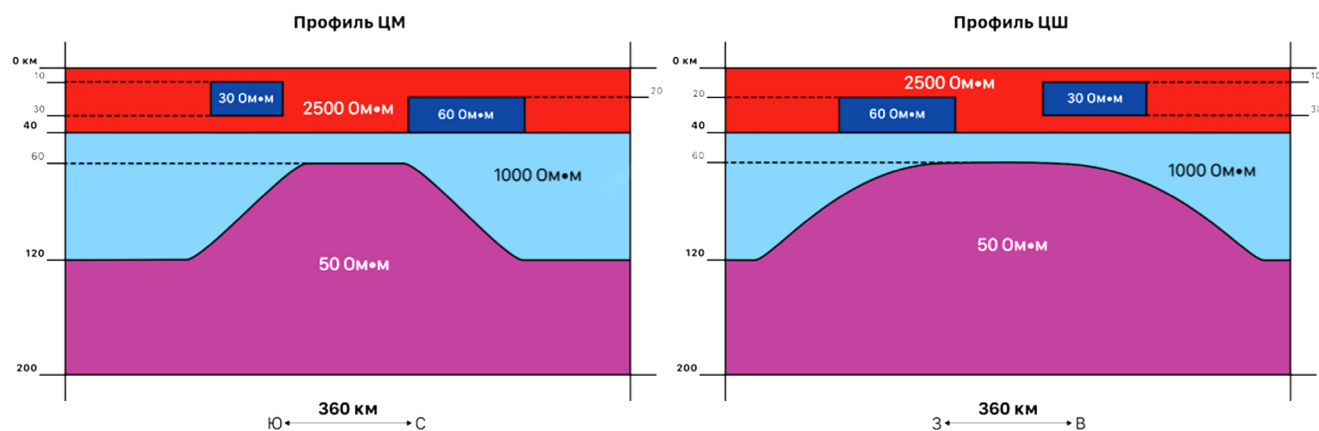


Рис. 3. Разрезы вдоль центрального меридионального и широтного профилей — консолидированная кора, содержащая проводящие призмы, верхняя мантия и астеносферное поднятие

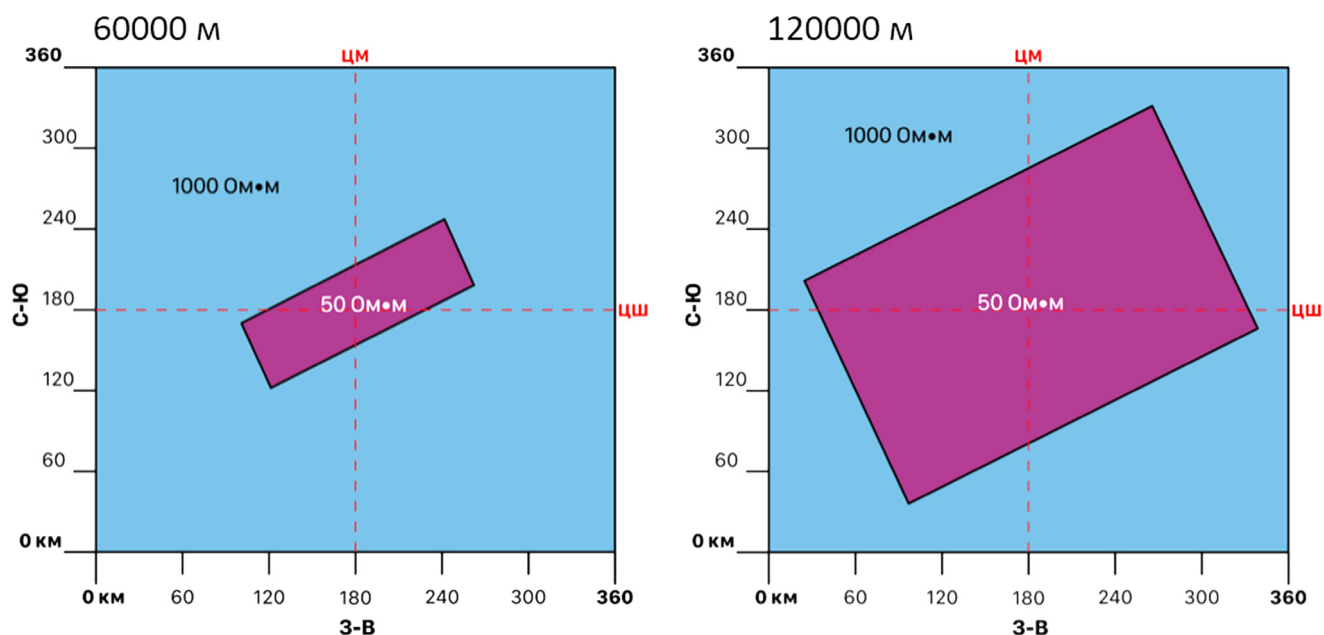


Рис. 4. План — верхняя мантия и астеносферное поднятие. Слева — глубина 60 км, справа — 120 км

фактивный импеданс Z_{eff} является инвариантным параметром (не меняющимся при повороте системы координат). Данный параметр определяется по формуле [Hobbs, 1992]:

$$Z_{\text{eff}} = \sqrt{\det[Z]} = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}. \quad (2)$$

На рис. 5 и 6 представлены амплитудные и фазовые кривые в точках центральных меридионального и широтного профилей. На этих кривых можно выделить три основных слоя. В случае меридионального профиля на амплитудных кривых первый проводящий слой отмечается на $T < 1$ с. Второй высокоомный слой выделяется на $T \sim 100$ с. Наличие третьего участка, на котором отмечаются нисходящие ветви кривых, указывает на наличие проводящего основания.

По фазовым кривым можно заметить, что они смещены по периодам в левую сторону. Это связано с тем, что фаза импеданса является более чувствительным параметром по отношению к глубинным объектам, чем кажущееся сопротивление. Таким образом, мы видим влияние проводящей астеносферы на $T > 100$ с.

Кроме того, наблюдается статическое смещение низкочастотных ветвей амплитудных кривых друг относительно друга на разных точках наблюдения. Точка x30y50 (названия точек образованы номерами ячеек по горизонтальным осям) расположена над проводящим прогибом в осадочном чехле, а потому кривая смещена вниз, а точка x70y50 — над высокоомным поднятием, из-за чего кривая смещена вверх.

Что касается широтного профиля, то расхождение между амплитудными кривыми наблюдается с $T = 1$ с. В случае фазовых кривых аналогичная картина начинает проявляться с $T = 0,2$ с. По кривым, приуроченным к точкам наблюдения x50y30, x50y50 и x50y70, можно предположить, что различие в их

амплитудах объясняется положением точек относительно проводящих призм. По априорным данным видно, что точка x50y70 располагается над юго-восточной проводящей призмой с УЭС в 30 Ом·м, в то время как точка x50y30 располагается над более глубоко залегающей северо-западной призмой с УЭС в 60 Ом·м.

По картам ρ_{eff} (рис. 7) отмечаются аномалии, которые хорошо коррелируются с положениями поднятия и прогиба в осадочном чехле. С $T = 20$ с на карте выделяется аномалия, вызванная наличием юго-восточной проводящей призмы, простирающейся в субмеридиональном направлении с азимутом 30°. Наличие северо-западной призмы с азимутом простирающей 40° начинает отчетливо проявлять себя на картах с $T = 500$ с.

Аналогичная ситуация наблюдается на картах φ_{eff} (рис. 8). Следует отметить, что эффект от проводящих призм начинает проследиваться на меньших периодах. В данном случае это видно на карте при $T = 1$ с. Особенно данный эффект проявляется от юго-восточной призмы на $T = 1$ и 500 с. На $T = 5000$ с можно также видеть возможное влияние от кровли проводящего поднятия астеносферы, несмотря на экранирующий эффект от вышележающих структур. Важно также отметить, что по мере увеличения периода уменьшается диапазон значений φ_{eff} и на периодах больше 1000 с при наличии сильного шума данные могут быть не информативными.

Больше информации дает анализ полярных диаграмм, а также параметров неоднородности и асимметрии среды, но из-за ограниченного объема статьи мы остановились только на рассмотрении эффективного импеданса.

На практике при полевых исследованиях использование $[Z]$ может иметь ограничение, вызванное локальными приповерхностными неоднородностями, искажающими информацию о глубинных

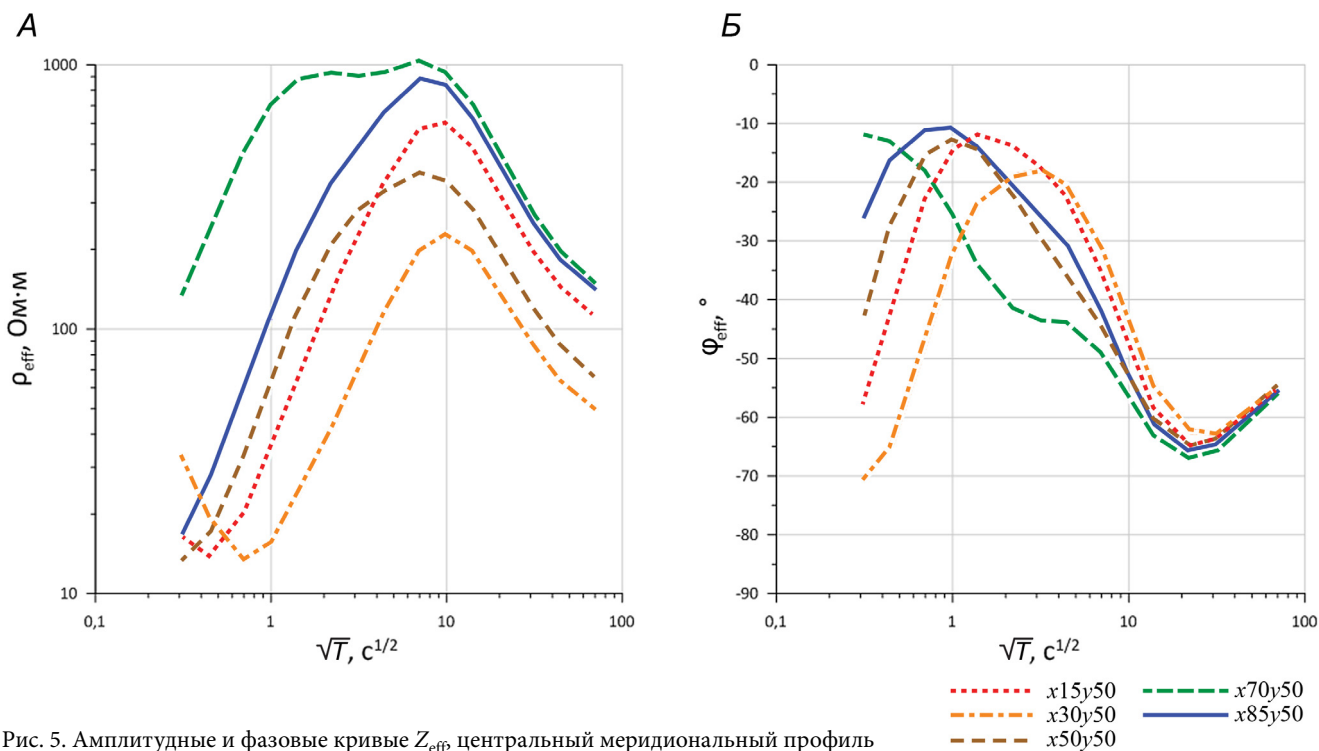


Рис. 5. Амплитудные и фазовые кривые Z_{eff} центральный меридиональный профиль

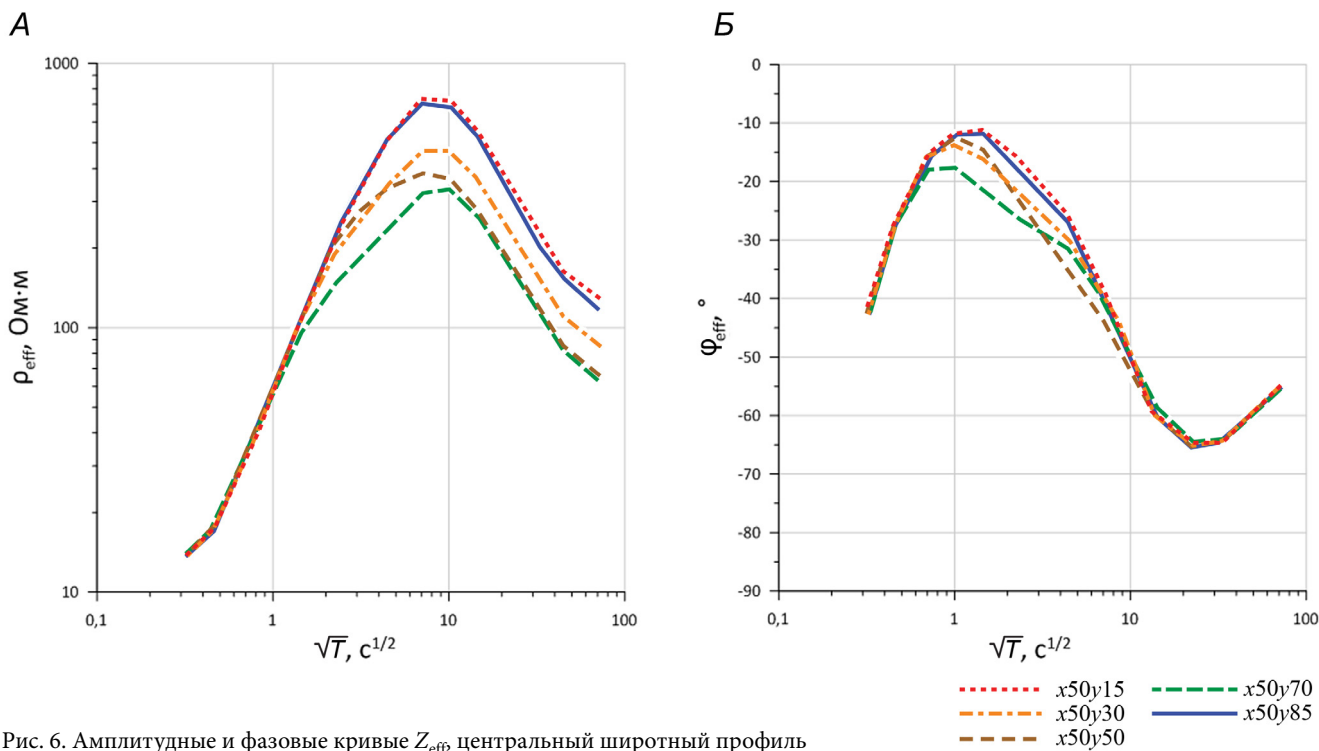


Рис. 6. Амплитудные и фазовые кривые Z_{eff} центральный широтный профиль

структурах. Передаточные функции, основанные на магнитной составляющей МТ поля, в меньшей степени подвержены данным искажениям.

Анализ типпера (матрицы Визе-Паркинсона). Матрица типпера связывает вертикальную компоненту магнитного поля с горизонтальными, что дает возможность надежно определять положение глубинных протяженных проводящих тел [Wiese, 1962; Parkinson, 1959]:

$$H_z = W_{zx}H_x + W_{zy}H_y.$$

(5)

[W] обладает высокой чувствительностью к неоднородностям, расположенным в стороне от точки наблюдения, и на больших периодах практически не подвержен влиянию приповерхностных неоднородностей.

По построенным картам нормы $\|W\|$ на периодах до 20 с отмечаются аномалии, которые хорошо коррелируются с положениями поднятия и прогиба в осадочном чехле (рис. 9). С $T=20$ с на карте отчетливо выявляется аномалия от юго-восточной

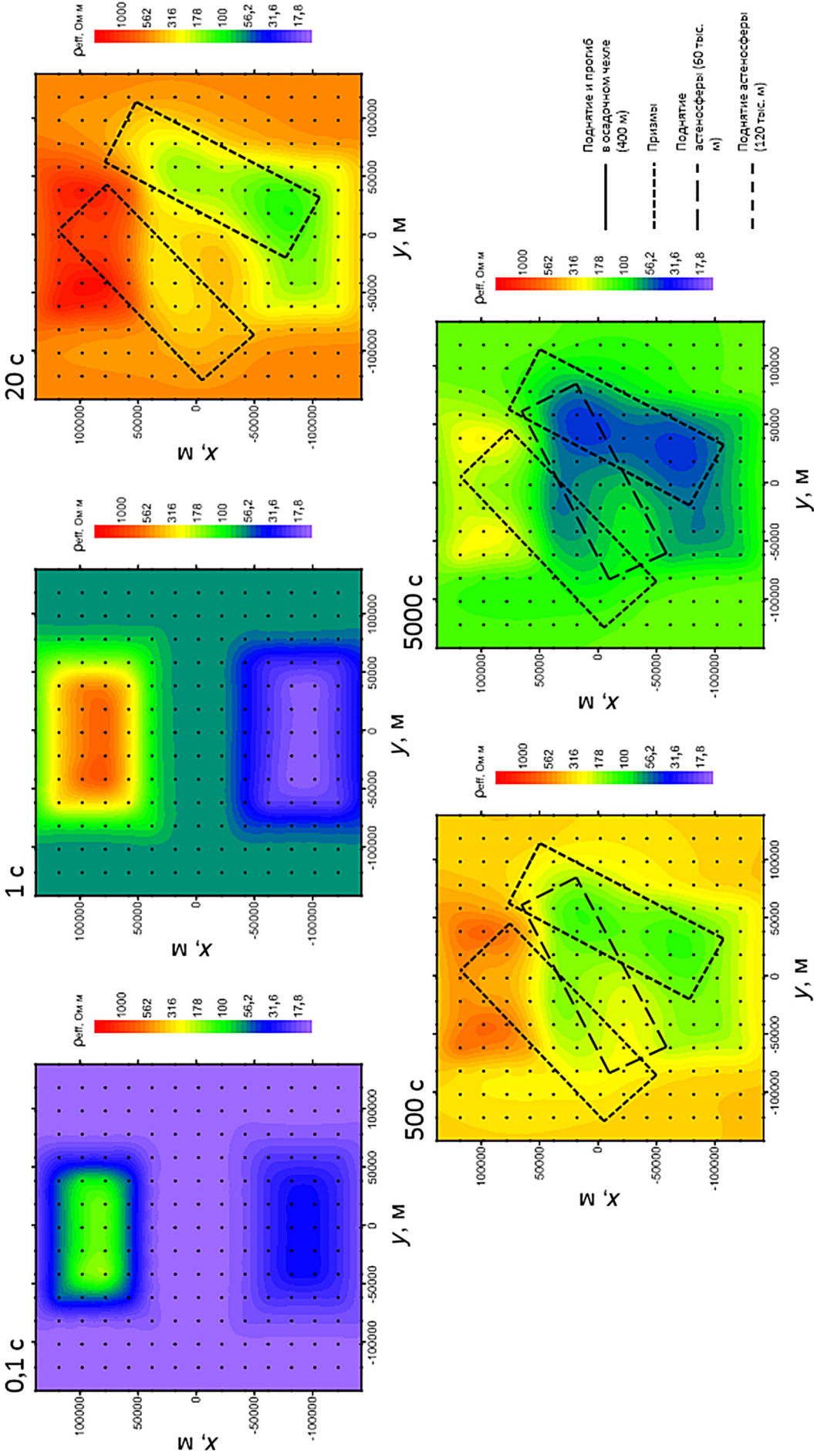


Рис. 7. Карты аномалий ρ_{eff}

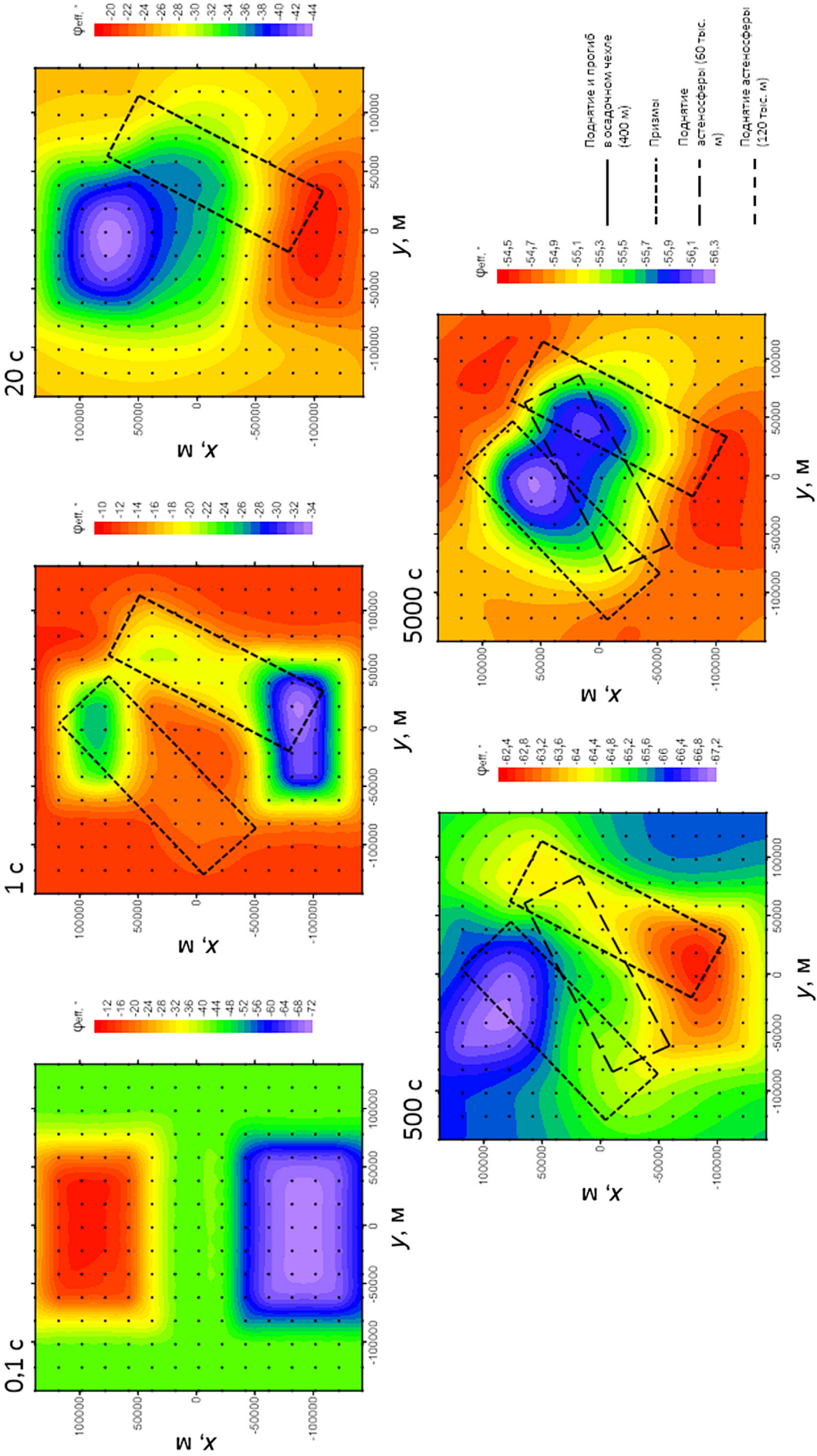


Рис. 8. Карты аномалий Φ_{eff}

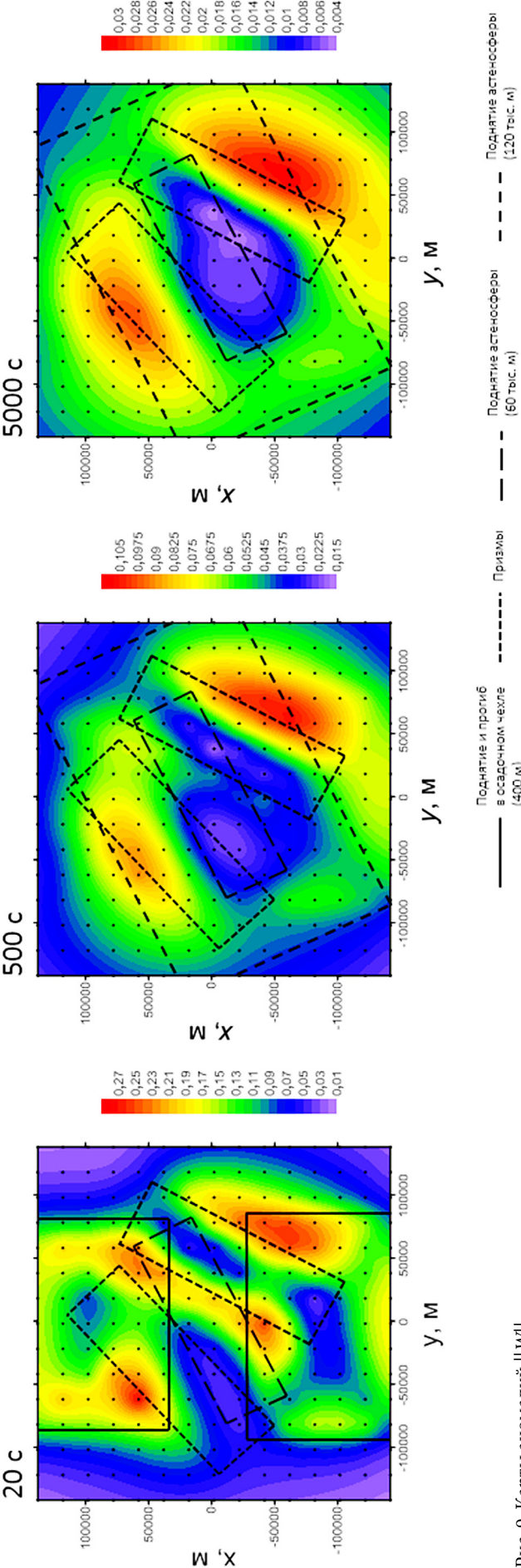


Рис. 9. Карты аномалий W

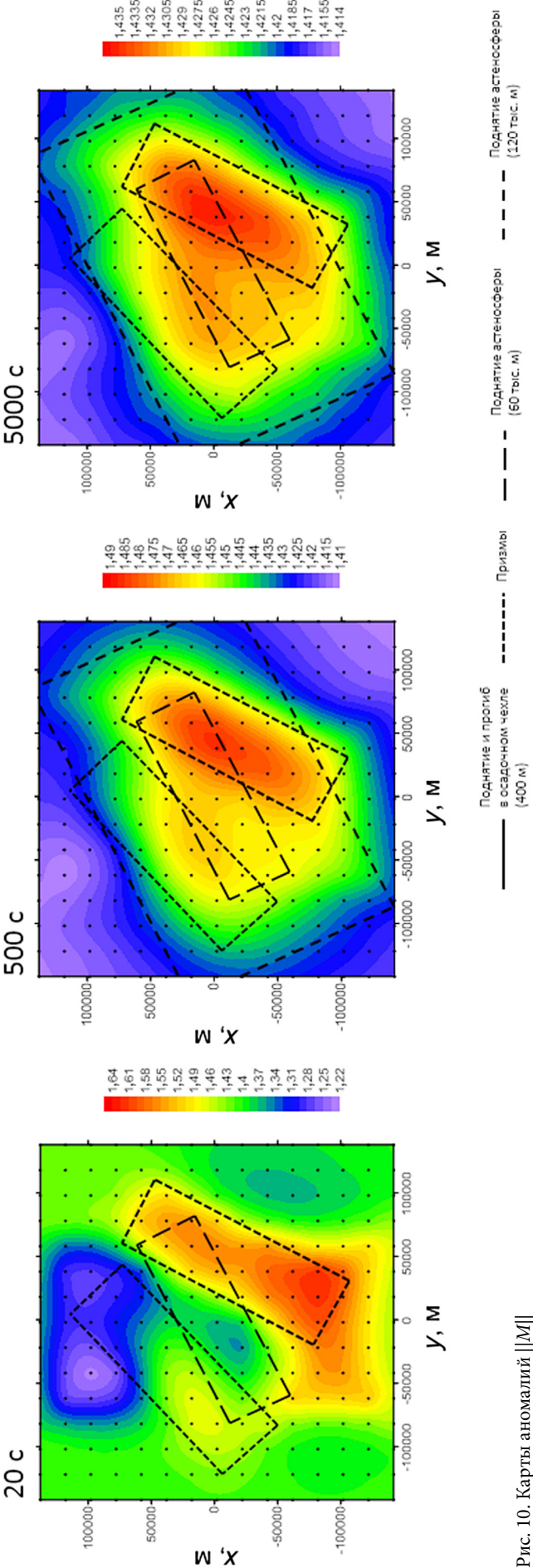


Рис. 10. Карты аномалий M

призмы. В данном случае, следует отметить, что для такой вытянутой структуры довольно точно указывается местоположение оси тока, так как над ней $||W||$ стремится к нулю. Также с ростом периода сильнее проявляется аномалия от северо-западной призмы, несмотря на ее искажение, вызванное влиянием высокоомного поднятия в осадочном чехле.

Анализ магнитного тензора. Другой передающей функцией, определяемой только по магнитному полю, является (горизонтальный) магнитный тензор. Он связывает горизонтальные поля в рядовой и базовой (В) точках наблюдения [Варенцов и др., 2003]:

$$\begin{aligned} H_x &= M_{xx}H_x^B + M_{xy}H_y^B, \\ H_y &= M_{yx}H_x^B + M_{yy}H_y^B, \end{aligned} \quad (6)$$

Во избежание искажающего эффекта на наблюдаемые данные желательно, чтобы базовая точка находилась над горизонтально-однородной средой.

В 2D среде может использоваться компонента, связанная с токами, поляризованными вдоль структур, а в 3D среде все четыре компонента $[M]$ являются информативными. В отличие от $[W]$, $[M]$ чувствителен к структурам, непосредственно расположенным под точкой наблюдения.

По построенным картам $||M||$ можно также выделить аномалии, которые отчетливо коррелируются с положениями поднятия и прогиба в осадочном чехле (рис. 10). Кроме того, с $T=20$ с на карте так же довольно однозначно отмечается аномалия от юго-восточной призмы. При этом аномалия от северо-западной призмы усиливается по мере увеличения периода. На периоде 5000 с, вероятно, проявляется и поднятие проводящей астеносферы.

Анализ чувствительности к отдельным геоэлектрическим структурам. Как мы видим, различные геоэлектрические структуры проявляются в МТ данных с разной интенсивностью, приповерхностные — ярче, глубинные — слабее. Чтобы оценить вклад каждой структуры и предварительно оценить возможность ее выделения при решении обратной задачи, нами были определены максимальные чувствительности различных компонент МТ данных к основным геоэлектрическим структурам.

Для вычисления максимальной чувствительности мы сравнивали два набора данных, первый — отвечающий фоновой горизонтально-слоистой среде, и второй — отвечающий погруженной в тот же разрез структуре. Далее вычислялась максимальная (по всем точкам МТЗ на данном периоде) разность между полученными фоновым и аномальным значениями компоненты МТ данных. В качестве таких компонент рассматривались инварианты ρ_{eff} и φ_{eff} а также нормы матриц $||W||$, $||M||$ и $||T||$.

Результаты представлены в виде таблиц, где зеленым цветом отмечена высокая чувствительность компоненты на данном периоде, желтым — средняя, красным — низкая, то есть в пределах типичной погрешности наблюдений.

Анализируя полученные результаты, можно видеть, что поднятие и прогиб фундамента для всех параметров выявляются практически на всем представленном диапазоне периодов (табл. 1). Исключением является $T=5000$ с, на котором такие параметры, как φ_{eff} , $||W||$ и $||M||$, уже не чувствительны к данным приповерхностным структурам.

По мере перехода к более глубинным структурам можно видеть, что наиболее «чувствительные» периоды закономерно смещаются от меньших значений к большим. Для юго-восточной призмы рассматриваемые параметры наиболее чувствительны при $T=20$ с (табл. 2), хотя $T=500$ и 5000 с также являются информативными.

Северо-западная призма характеризуется схожим распределением чувствительности МТ данных по периодам (табл. 3). Однако значения вследствие меньшей контрастности и большей глубины залегания примерно в два раза меньше, чем в случае юго-восточной призмы.

Наиболее слабо проявляется астеносферное поднятие, однако его влияние заметно во всех компонентах на периоде 500 с (табл. 4). В фазе импеданса поднятие проявляется и на более коротком периоде, и даже ярче. В компонентах, в которых используется модуль импеданса, то есть в кажущемся сопротивлении и норме теллурического тензора, влияние поднятия сохраняется на периоде 5000 с, тогда как в остальных компонентах оно уже начинает уменьшаться.

Заключение. Нами была составлена 3D геоэлектрическая модель тектоносферы, включающая типичные неоднородности на трех структурных этажах: антиклинальную и синклиналиную формы в осадочном чехле, две протяженные проводящие аномалии в консолидированной земной коре и поднятие проводящего слоя в верхней мантии. Модель отличается реалистичностью и сложностью ввиду плавного изменения глубин границ и различий в азимутах простирающихся вытянутых структур. Для того, чтобы перенести эту модель на детальную 3D сетку, нами были разработаны и реализованы специальный алгоритм.

Вычислив МТ поле с помощью известной программы MT3DFwd, основанной на методе конечных разностей, мы далее определили основные МТ передаточные функции и их инварианты. Анализ изменения этих инвариантов по площади и с увеличением периода колебаний поля позволил исследовать характер аномалий, которые связаны с неоднородностями среды.

Рассчитав чувствительности основных инвариантных параметров по отношению к неоднородностям, мы количественно оценили, какой вклад эти неоднородности вносят в аномалии инвариантных параметров на различных периодах. Результаты свидетельствуют, что все структуры вносят в данные заметный вклад, превышающий типичные погрешности наблюдений, но глубинные структуры проявляются наименее ярко.

В дальнейшем мы планируем использовать представленные в статье данные для оценки эффективности различных методов решения обратных задач.

Таблица 1

Максимальные чувствительности различных компонент МТ данных к поднятию и прогибу фундамента

	Поднятие и прогиб								
	T=0,1 с	T=1 с	T=20 с	T=500 с	T=5000 с				
$\Delta\rho_{\text{eff}}\%$	100	65	22	17	20	$\Delta\rho_{\text{eff}}\%$	< 1	< 10	
$\Delta\varphi_{\text{eff}}^\circ$	32	19	13	1,9	0,26	$\Delta\varphi_{\text{eff}}^\circ$	< 0,5	< 5	
$\Delta W $	0,095	0,21	0,27	0,046	0,0095	$\Delta W $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta M $	0,054	0,145	0,21	0,016	0,0042	$\Delta M $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta T $	3,4	3,4	1,1	0,9	0,9	$\Delta T $	< 0,03	< 0,1	

Таблица 2

Максимальные чувствительности различных компонент МТ данных к юго-восточной призме

	Ю-В призма								
	T=0,1 с	T=1 с	T=20 с	T=500 с	T=5000 с				
$\Delta\rho_{\text{eff}}\%$	0,19	0,8	20	16	20	$\Delta\rho_{\text{eff}}\%$	< 1	< 10	
$\Delta\varphi_{\text{eff}}^\circ$	0,26	8	8,5	1,7	0,85	$\Delta\varphi_{\text{eff}}^\circ$	< 0,5	< 5	
$\Delta W $	8,50E-05	0,0145	0,25	0,075	0,015	$\Delta W $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta M $	2,90E-05	0,0075	0,18	0,034	0,008	$\Delta M $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta T $	3,40E-03	0,025	0,54	0,5	0,52	$\Delta T $	< 0,03	< 0,1	

Таблица 3

Максимальные чувствительности различных компонент МТ данных к северо-западной призме

	С-З призма								
	T=0,1 с	T=1 с	T=20 с	T=500 с	T=5000 с				
$\Delta\rho_{\text{eff}}\%$	0,032	1,3	9	6,5	8,5	$\Delta\rho_{\text{eff}}\%$	< 1	< 10	
$\Delta\varphi_{\text{eff}}^\circ$	0,0105	1,8	5,4	0,9	0,44	$\Delta\varphi_{\text{eff}}^\circ$	< 0,5	< 5	
$\Delta W $	4,00E-06	0,0032	0,125	0,036	0,008	$\Delta W $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta M $	0	0,0022	0,09	0,018	0,0044	$\Delta M $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta T $	5,80E-04	0,036	0,28	0,23	0,25	$\Delta T $	< 0,03	< 0,1	

Таблица 4

Максимальные чувствительности различных компонент МТ данных к поднятию астеносферы

	Поднятие астеносферы								
	T=0,1 с	T=1 с	T=20 с	T=500 с	T=5000 с				
$\Delta\rho_{\text{eff}}\%$	0	0	0,4	4,4	4,4	$\Delta\rho_{\text{eff}}\%$	< 1	< 10	
$\Delta\varphi_{\text{eff}}^\circ$	0	0	5,4	1,25	0,45	$\Delta\varphi_{\text{eff}}^\circ$	< 0,5	< 5	
$\Delta W $	0	0	0,025	0,046	0,018	$\Delta W $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta M $	0	0	0,011	0,048	0,018	$\Delta M $	< 0,03	< 0,1	
$\Delta T $	0	0	0,028	0,125	0,125	$\Delta T $	< 0,03	< 0,1	

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердичевский М.Н. Основы теории магнитотеллурического профилирования // Прикладная геофизика. 1960. Вып. 28. С. 70–91.

2. Варенцов И.М., Соколова Е.Ю., Мартанус Е.Р., Наливайко К.В. Система передаточных операторов электромагнитного поля для массива синхронных зондирований BEAR // Физика Земли. 2003. № 2. С. 30–61.

3. Ковтун А.А., Успенский Н.И. Геоэлектрика. Естественное поле. СПб., 2008. 122 с.

4. Cantwell T. Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Ph.D. Thesis. Cambridge, 1960.

5. Hobbs B.A. Terminology and symbols for use in studies of electromagnetic induction in the Earth // Surveys in Geophysics. 1992. Vol. 13. P. 489–515.

6. Mackie R.L., Madden T.R., Wannamaker P.E. Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations — theory and comparison to integral equation solutions // Geophysics. 1993. Vol. 58. P. 215–226.

7. Parkinson W.D. Direction of rapid geomagnetic fluctuation // Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 1959. Vol. 2. P. 1–14.

8. Wiese H. Geomagnetische tiefentellurik, Teil 2, Die streichrichtung der untergrundstrukturen des elektrischen widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen variationen // Geofisica Pura e Applicata. 1962. Vol. 52. P. 83–103.

Статья поступила в редакцию 21.08.2023, одобрена после рецензирования 02.10.2023, принята к публикации 22.01.2024

УДК 622.276 + [519.6:532.546]

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-6-144-155

ПРОЕКТИРОВАНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ИЗОЛИРУЮЩЕГО МАТЕРИАЛА В ОБВОДНЕННОМ СЛОЕ СУПЕРКОЛЛЕКТОРА ДЛЯ ПЯТИТОЧЕЧНОЙ СХЕМЫ ЗАВОДНЕНИЯ НЕФТЯНОГО ПЛАСТА

Константин Андреевич Поташев¹✉, Вячеслав Валерьевич Баушин²,
Александр Бенцианович Мазо³, Роберт Галимьянович Рамазанов⁴,
Валентин Васильевич Шелепов⁵

¹ Институт математики и механики им. Н.И. Лобачевского КФУ, Казань, Россия; kpotashev@mail.ru ✉,
<https://orcid.org/0000-0001-7107-2974>

² ООО «ИМПЕЛ», Казань, Россия; baushinv@mail.ru

³ Институт математики и механики им. Н.И. Лобачевского КФУ, Казань, Россия; abmazo1956@gmail.com,
<https://orcid.org/0000-0003-0003-2670>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ramazanovrg@mail.ru

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; shelepov51@bk.ru

Аннотация. Представлен сравнительный анализ эффективности различного расположения блокирующего материала в тонком высокопроницаемом обводненном слое нефтяного пласта с целью снижения непроизводительной закачки и повышения нефтеотдачи. Расчет эффективности выполнен с помощью численного моделирования высокого разрешения в вертикальном сечении типичной трубки тока для пятиточечной схемы заводнения. Рассмотрено три типа расположения интервалов изоляции для двух характерных отношений вязкости водной и нефтяной фаз.

Ключевые слова: нефтяной пласт, высокопроницаемый слой, опережающее обводнение, изоляция водопритока, численное моделирование, двухфазная фильтрация, модель трубок тока высокого разрешения

Для цитирования: Поташев К.А., Баушин В.В., Мазо А.Б., Рамазанов Р.Г., Шелепов В.В. Проектирование положения изолирующего материала в обводненном слое суперколлектора для пятиточечной схемы заводнения нефтяного пласта // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 144–155.

DESIGN OF THE POSITION OF THE BLOCKING MATERIAL IN THE WATERFLOODED HIGH-PERMEABLE INTERLAYER OF OIL RESERVOIR FOR FIVE-SPOT FLOODING SCHEME

Konstantin A. Potashev¹✉, Vyacheslav V. Baushin², Aleksandr B. Mazo³,
Robert G. Ramazanov⁴, Valentin V. Shelepov⁵

¹ Institute of Mathematics and Mechanics N.I. Lobachevsky KFU, Kazan, Russia; kpotashev@mail.ru ✉

² IMPEL LLC, Kazan, Russia; baushinv@mail.ru

³ Institute of Mathematics and Mechanics N.I. Lobachevsky KFU, Kazan, Russia; abmazo1956@gmail.com

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ramazanovrg@mail.ru

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; shelepov51@bk.ru

Abstract. The comparative analysis of the effectiveness of various arrangements of blocking material in a thin, high-permeable water-cut layer of an oil reservoir is presented in order to reduce unproductive injection and increase oil recovery. Efficiency calculation was performed using high-resolution numerical simulation in the vertical section of the typical stream tube for a five-spot waterflooding scheme. Three types of location of isolation intervals are considered for two representative ratios of the viscosity of the water and oil phases.

Keywords: oil reservoir, high-permeability layer, early watering, water inflow isolation, numerical simulation, two-phase flow in porous media, high-resolution stream tube model

For citation: Potashev K.A., Baushin V.V., Mazo A.B., Ramazanov R.G., Shelepov V.V. Design of the position of the blocking material in the waterflooded high-permeable interlayer of oil reservoir for five-spot flooding scheme. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 144–155. (In Russ.).

Введение. При заводнении нефтяных пластов наличие высокопроницаемых пропластков усложняет процесс разработки. Вследствие быстрого прорыва воды через них к добывающим скважинам происходит рост обводненности, и дальнейшая

разработка может оказаться экономически нерентабельной. Одним из таких примеров служат суперколлекторы — при относительно малой толщине они характеризуются значениями абсолютной проницаемости, превышающими среднепластовые

величины на два и более порядка [Закиров и др., 2011].

Одним из способов увеличения охвата пласта заводнением является изоляция («запечатывание» пор) уже промытых высокопроницаемых пропластков, например, путем закачки в них гелеобразующих экранов неподвижного типа с низкой степенью деструкции на основе смол, силикатов или полимеров [Алтунина и др., 2011; Бахсян, 2016]. Несмотря на большое количество исследований [Jahanbani Ghahfarokhi et al., 2016; Suleimanov, Feizullaev, 2019], эффективность различных вариантов размещения изолирующих составов вдоль суперколлектора изучена недостаточно систематично.

Наиболее надежным способом прогноза результативности методов воздействия на нефтяной пласт является численное моделирование фильтрационных течений. В то же время геолого-технические мероприятия, основанные на мелкомасштабных эффектах взаимодействия фильтрующихся фаз и тонкой геологической структуры коллектора, для достоверного численного воспроизведения требуют использования расчетных сеток с латеральным шагом порядка 0,1–1 м и вертикальным шагом порядка 0,1 м. При типичных расстояниях между скважинами порядка 100–500 м и высоте пласта 10 м даже локальная трехмерная модель взаимодействия одной пары скважин при таких условиях может содержать порядка 100 млн расчетных узлов. Таким образом решение многовариантных нестационарных задач с целью планирования и оптимизации методов воздействия на нефтяной пласт в рамках трехмерных моделей достаточной степени детализации, как правило, оказывается невозможным из-за несоизмеримых затрат машинного времени и ограниченных сроков проектирования.

Одним из вариантов решения проблемы является переход к упрощенным частным случаям, допускающим понижение размерности задачи. Так, в работе [Поташев и др., 2020] получены результаты оценки эффективности изоляции высокопроницаемого обводненного пропластка при различном расположении блокирующего материала на основе решения серии двумерных задач в вертикальном сечении пласта в предположении о прямолинейно-параллельной структуре течения в проекции на горизонтальную плоскость. То есть применимость результатов указанной работы ограничена областью между галереями нагнетательных и добывающих скважин в случае рядной схемы заводнения, когда расстояние между галереями значительно больше шага скважин в одном ряду. Между тем эффективность расположения изолирующего материала в слое суперколлектора вероятно будет зависеть от конкретной структуры фильтрационного потока между нагнетательной и добывающей скважинами. Таким образом, требуется более общий подход к быстродействующему численному моделированию.

Для преодоления данных ограничений был предложен и апробирован способ сокращения вычислительных затрат на 1–2 порядка путем разложения трехмерной задачи на малое число двумерных задач фильтрации в вертикальных сечениях трубок тока переменной относительной ширины между взаимодействующими добывающими и нагнетательными скважинами и границей участка [Поташев и др., 2016; Мазо, Поташев, 2020]. Модель позволяет детально воспроизводить сложные многофазные многокомпонентные фильтрационные течения с учетом вертикальной мелкомасштабной неоднородности пласта. Учитывается характерный дивергентный и конвергентный характер течения соответственно при удалении и приближении к скважинам за счет изменения относительной ширины трубок тока [Мазо, Поташев, 2020; Мазо и др., 2017]. На этапах апробации и функционального оснащения модели показано, что форма трубок тока является преимущественно цилиндрической с вертикальными образующими [Spirina et al., 2019], разработан алгоритм вычисления долей расхода скважин в отдельных трубках тока [Поташев, Ахунов, 2020; Поташев и др., 2022], параметризована форма эффективных трубок и оценена точность двухфазной модели для типичных схем заводнения [Поташев, Мазо, 2020; Potashev, Mazo, 2021]. Следует отметить, что данный подход предназначен для локального относительно краткосрочного моделирования взаимодействия малого числа скважин, не являясь заменой полномасштабной модели глобального заводнения всей нефтяной залежи.

В настоящей работе с помощью численного моделирования высокого разрешения двухфазной фильтрации в вертикальном сечении трубки тока для элемента пятиточечной расстановки скважин выполнена сравнительная оценка эффективности различных вариантов изоляции тонкого высокопроницаемого обводненного пропластка. Рассмотрены три сценария изоляции, когда участки блокирующего материала 1) имеют разный объем и расположены непрерывно от нагнетательной скважины в сторону добывающей; 2) имеют фиксированный объем, но различное положение вдоль суперколлектора; 3) распределены дробно вдоль суперколлектора при том же фиксированном объеме. Во втором и третьем моделируемых сценариях суммарный объем изолирующего материала составляет 10% от порового объема суперколлектора.

Расчеты выполнены для двух вариантов отношения вязкости водной фазы к вязкости нефтяной фазы: 1/1 в модельном случае равновязких фаз и 1/6 в случае, характерном для терригенных месторождений Поволжья и Западной Сибири [Нефть и газ Западной Сибири, 2011].

Моделирование проведено в предположении об уже сформированной и неизменной структуре интервалов изоляции, которые полагались непроницаемыми. Процесс размещения изолирующих

составов, требующий для своего описания постановки и решения отдельных задач многофазной многокомпонентной фильтрации [Чекалин и др., 2009; Мазо и др., 2017; Шелепов и др., 2017; Мазо, Поташев, 2020], не моделировался. В то же время полученные в настоящей работе результаты по оценке эффективности различного расположения изолированных зон могут служить надежным ориентиром для обоснованного выбора варианта изоляции, для реализации которого в дальнейшем может подбираться подходящая технология.

Характерной чертой ряда рассмотренных вариантов расположения интервалов изоляции является их удаленное расположение от нагнетательных скважин. Преимущества такого расположения геля объясняются, во-первых, более эффективным перераспределением перетоков нагнетаемой воды между слоями, а во-вторых, наличием высоких значений градиента давления вблизи нагнетательных скважин, который может разрушать изолирующий материал [Fletcher, 1992]. Ранее техническая реализация удаленной изоляции считалась затруднительной или невозможной. Для преодоления указанных трудностей в последнее время разрабатываются, например, новые гелевые системы и детально исследуются возможности их практического применения. Так в работе [Jahanbani Ghahfarokhi et al., 2016], основываясь на экспериментальных данных и результатах моделирования, рассмотрена гелевая система, позволяющая контролировать утечку шивателей и задерживать момент формирования геля от недель до нескольких месяцев. Такие показатели позволяют формировать гелевые системы на большем удалении от скважин и реализовывать более сложные сценарии локального изменения проницаемости. Математическое моделирование подобных процессов представлено в работах [Vossoughi, Buller, 1991; Gao et al., 1993; Stavland, 1994; Bai et al., 2004].

Актуальность. Проектирование потокоотклоняющих технологий и подбор оптимальных участков является актуальной задачей снижения обводненности добывающих скважин и увеличения нефтеотдачи пластов. В работе показано, что для оценки эффективности технологии может успешно использоваться понижение размерности гидродинамической модели для оперативного численного моделирования с высоким разрешением [Шелепов и др., 2016]. Данный подход обеспечивает возможность использования модели текущего состояния разработки для быстрого решения локальных задач прогноза эффективности краткосрочных эффектов от геолого-технических мероприятий.

Развиваемое программное обеспечение (композитное приложение) позволит решать задачи интегрированного моделирования, обеспечив подачу результатов расчета в полномасштабную гидродинамическую модель и ее использование в оперативной работе геологической и технологической служб,

расширяя аналитическое представление интеллектуального месторождения.

Методы исследования. Математическая постановка задачи. Рассматривается участок пласта, являющийся элементом заводнения пятиточечной схемы расстановки вертикальных совершенных по степени вскрытия скважин [Willhite, 1986]. Нефтяной пласт и содержащийся в нем высокопроницаемый слой считаются горизонтальными и обладающими постоянной толщиной. Поскольку латеральная геофильтрационная неоднородность часто соизмерима с размерами кустов скважин [Сизов и др., 2021], то зависимость проницаемости k вдоль горизонтальной координаты между нагнетательной и добывающей скважинами считается незначительной. Вертикальная изменчивость абсолютной проницаемости k_0 пласта на фоне ее превышения на два порядка проницаемостью K суперколлектора ($K = 100 k_0$) также пренебрежимо мала. Для определенности полагается, что слой суперколлектора расположен в середине поперечного среза пласта. Тогда в силу симметрии, пренебрегая гравитационными эффектами, достаточно рассмотреть процесс фильтрации лишь в верхней половине сечения. Результаты, полученные для такой геологической структуры, эквивалентны случаям расположения суперколлектора вдоль непроницаемой кровли или подошвы пласта (рис. 1). Толщина h слоя суперколлектора считается в десять раз меньше общей высоты H пласта, которая в свою очередь полагалась в 10 раз меньше расстояния L между скважинами вдоль трубки тока.

Численное моделирование процесса заводнения выполнялось по модели фильтрации в вертикальном сечении фиксированной трубки тока [Мазо, Поташев, 2020] на конечно-объемной расчетной сетке высокого разрешения, содержащей 50 блоков по вертикали и 500 блоков по горизонтали. Уравнения двумерной задачи двухфазной фильтрации в сечении трубки тока в пренебрежении сжимаемостью породы и флюидов, силой тяжести и капиллярными эффектами записываются следующим образом:

$$\frac{1}{W} \frac{\partial}{\partial l} \left(W \sigma \frac{\partial p}{\partial l} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma \frac{\partial p}{\partial z} \right) = 0, \quad (1)$$

$$m \frac{\partial S}{\partial \tau} + \frac{1}{W} \frac{\partial (W u f)}{\partial l} + \frac{\partial (v f)}{\partial z} = 0, \quad (2)$$

$$\mathbf{u} = (u, v), \quad u = -\sigma \frac{\partial p}{\partial l}, \quad v = -\sigma \frac{\partial p}{\partial z}, \quad \sigma = \frac{k}{\mu_1} \varphi,$$

$$\varphi = f_1 + K_\mu f_2, \quad f = f_1 / \varphi, \quad K_\mu = \mu_1 / \mu_2.$$

Здесь l, z — продольная и вертикальная координаты в сечении трубки тока; $W(l)$ — функция относительной ширины трубки тока; τ — время; p — давление в пластовом флюиде; S — водонасы-

ценность; $\mathbf{u}(u, v)$ — вектор и компоненты скорости фильтрации двухфазной смеси; f_i — функции относительных фазовых проницаемостей; μ_i — динамическая вязкость; нижние индексы соответствуют водной (1) и нефтяной (2) фазам.

В рассматриваемых модельных расчетах функции относительных фазовых проницаемостей задавались в виде степенных зависимостей от эффективной водонасыщенности s :

$$f_1 = s^3, f_2 = (1 - s)^3, \quad s = (S - S_*) / (S^* - S_*).$$

Для построения численного решения задачи задание пределов подвижности фаз по водонасыщенности S_* и S^* не требуется за счет перехода к времени, масштабированному на их разницу $t = \tau / (S^* - S_*)$.

Кровля и подошва пласта считаются непроницаемыми:

$$0 \leq l \leq L, \quad z = 0, \quad z = H: \quad \frac{\partial p}{\partial z} = 0. \quad (3)$$

Левая и правая границы сечения трубки тока примыкают к нагнетательной I и добывающей P скважинам соответственно, а граничные условия на них моделируют процесс заводнения при заданных постоянных давлениях $p_I, p_P < p_I$ на скважинах:

$$l = 0, \quad 0 \leq z \leq H: s = 1, \quad p = p_I; \quad l = L, \quad 0 \leq z \leq H: p = p_P. \quad (4)$$

Таким образом, дебит жидкости является функцией времени и специально не задается, поскольку его фиксация при блокировании высокопроницаемого слоя может приводить к нефизичным условиям в режиме реальной работы глубинного оборудования.

Функцию относительной ширины трубки тока $W(l)$ определим как ширину эффективной трубки тока между скважинами при их регулярной пятиточечной расстановке [Поташев, Мазо, 2020; Potashev, Mazo, 2021]:

$$W(x) = \frac{w(x)}{w_R} = \begin{cases} 1 + Ax, & 0 \leq x \leq 0,5; \\ 1 + A(1 - x), & 0,5 \leq x \leq 1; \end{cases} \quad x = \frac{l}{L}.$$

Полагая радиус скважин $r_w \sim 0,1$ м и расстояние между рядами нагнетательных и добывающих скважин $D \sim 100$ м, получим значения длины эффективной трубки тока $L \sim 150$ м и коэффициента $A = 1616$.

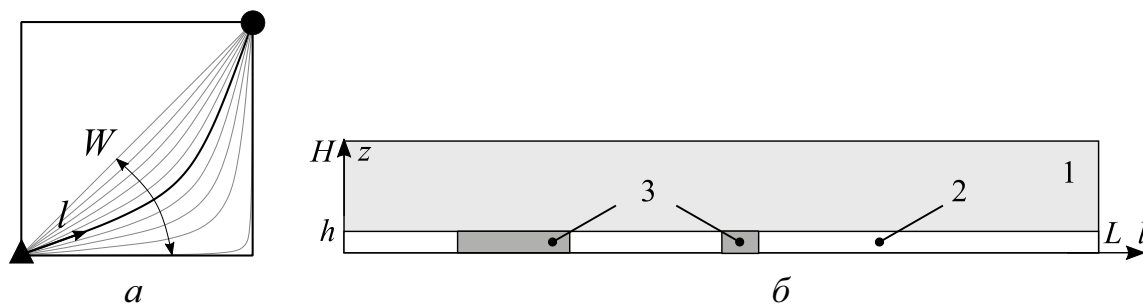


Рис. 1. Структура линий и трубки тока в ячейке заводнения (а) между нагнетательной (▴) и добывающей (●) скважинами и схема вертикального сечения пласта вдоль эффективной трубки тока (б): 1 — область пласта со средней проницаемостью k_0 ; 2 — высокопроницаемый слой с проницаемостью K ; 3 — непроницаемые участки изоляции

Таким образом, в модельных расчетах $H \sim 15$ м, $h \sim 1,5$ м и шаг расчетной сетки составляет порядка 0,3 м как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

В соответствии с представленной выше структурой пласта начальное поле абсолютной проницаемости задается следующим образом:

$$k(l, z) = \{k_0, z > h; K, z \leq h\}.$$

В начальный момент времени подвижная водная фаза в пласте отсутствует:

$$t = 0: \quad s = s_0 = 0. \quad (5)$$

Варианты изоляции. После прорыва воды к добывающей скважине через высокопроницаемый слой и достижения величины обводненности 65% с момента времени $t = t_0$ моделируется второй этап заводнения. На данном этапе в пределах суперколлектора задаются фиксированные непроницаемые области (рис. 1), соответствующие расположению блокирующего материала. В работе [Khamees, 2017] показано, что закачку геля в высокопроницаемый слой лучше выполнять после его обводнения для более полного извлечения содержащихся в нем запасов нефти. Процесс формирования изолированных интервалов не моделируется. Интерес представляет сравнительная оценка эффективности различных вариантов локализации изолированных участков суперколлектора. Базовым вариантом (индекс «0») называется сценарий дальнейшего заводнения без применения изоляции.

Изоляция суперколлектора в каждом из трех вариантов определяется только одним параметром, относительно которого исследуется эффективность (рис. 2).

По первому варианту объем изолирующего состава не ограничивается, и он располагается непрерывно, начиная от нагнетательной скважины (рис. 2, 1); параметром является объемная доля $0 \leq v \leq 1$ изолированного высокопроницаемого слоя. Во втором и третьем вариантах в качестве ограничения затрат фиксируется 10% суммарного объема изоляции суперколлектора $v = 0,1$. По второму варианту область изоляции непрерывна и варьируется относительное расстояние $d = l_0/L$ от нагнетательной скважины до начала данного интервала (рис. 2, 2).

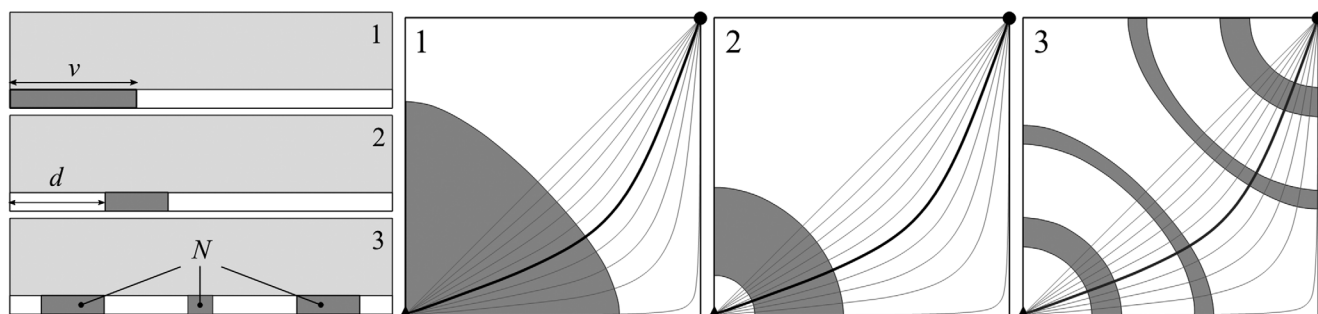


Рис. 2. Схемы расположения интервалов изоляции (темным фоном) по трем сценариям (1, 2, 3): в вертикальном сечении трубки тока (слева) и в проекции на горизонтальную плоскость

Третий вариант предполагает дробное расположение изолирующего состава на равных расстояниях вдоль трубки тока. Поровый объем каждого изолированного интервала полагается одинаковым, а длина каждого интервала изоляции вычисляется в соответствии с локальной шириной трубки тока. Параметром третьего варианта является число N интервалов.

Моделирование второго этапа заводнения продолжается до момента $t = T$, когда обводненность добывающей скважины достигает 98%.

Анализируемые показатели. При анализе результатов моделирования используются следующие показатели:

– доля извлечения из пласта объема подвижной нефти

$$E(t) = \frac{V_2(t)}{V_2(0)} = \frac{\int_0^h \int_0^L [1 - s(t, l, z)] W(l) dl dz}{\int_0^L h [1 - s_0] W(l) dl},$$

– количество прокачанных поровых объемов воды

$$PVI(t) = \frac{Q(t)}{V_P} = \frac{\int_0^t q(t) dt}{\int_0^L w_L h m W(l) dl}, \quad (6)$$

– обводненность добывающей скважины

$$F(t) = q_1(t) / q(t). \quad (7)$$

Здесь использованы обозначения мгновенных расходов:

– дебита жидкости, совпадающего с приемистостью

$$q(t) = w_L \int_0^h u(t, L, z) dz, \quad (8)$$

– дебита воды

$$q_1(t) = w_L \int_0^h f(t, L, z) u(t, L, z) dz, \quad (9)$$

где w_L — истинная ширина трубки тока на поверхности добывающей скважины, которая сокращается при подстановке (8), (9) в (6) и (7) и таким образом не требует задания при вычислении относительных величин F и PVI .

Результаты. В данном разделе приводится анализ результатов численного решения задачи (1)–(5) с имитацией различных вариантов изоляции. В среднем машинное время, требуемое для выполнения расчета по одному сценарию заводнения на конечно-объемной сетке высокого разрешения порядка 0,3 м в вертикальном сечении трубок тока, составляет всего 150–300 мин без применения специальной высокопроизводительной техники и алгоритмов параллельных вычислений. То есть применяемый способ понижения размерности фильтрационной модели позволяет в относительно короткие сроки выполнять большой объем многовариантных расчетов для подбора оптимального сценария воздействия на пласт.

Первичный прорыв воды и базовый вариант заводнения. На рис. 3 и 4 показаны поля распределения водонасыщенности на различные моменты времени без изоляции высокопроницаемого слоя. Заводнение пласта при отношениях вязкости водной и нефтяной фаз 1/1 (рис. 3) и 1/6 (рис. 4) происходит различным образом. Из решения задачи Баклея–Левретта [Баренблатт, 1984] известно, что в однородном пласте с увеличением вязкости вытесняющей фазы характер вытеснения стремится к поршневому. Данный эффект достигается за счет роста фронтальной насыщенности.

В рассматриваемом случае наличие высокопроницаемого слоя вносит существенные отличия в ожидаемый характер заводнения: от обводненного слоя суперколлектора вглубь пласта, опережая основной, продвигается вторичный фронт обводнения. Проникновение в пласт вторичного фронта становится значимым при выравнивании вязкостей фаз ($K_{\mu} = 1/1$) (рис. 3), тогда как при относительно низкой вязкости водной фазы ($K_{\mu} = 1/6$) ее переток между суперколлектором и основным пластом практически отсутствует (рис. 4).

В табл. 1 приведены предельные показатели разработки для базового варианта заводнения и по оптимальным сценариям всех вариантов изоляции.

Первый вариант изоляции. На рис. 5 показана зависимость доли E извлечения подвижной нефти из пласта от доли v изолированного объема суперколлектора.

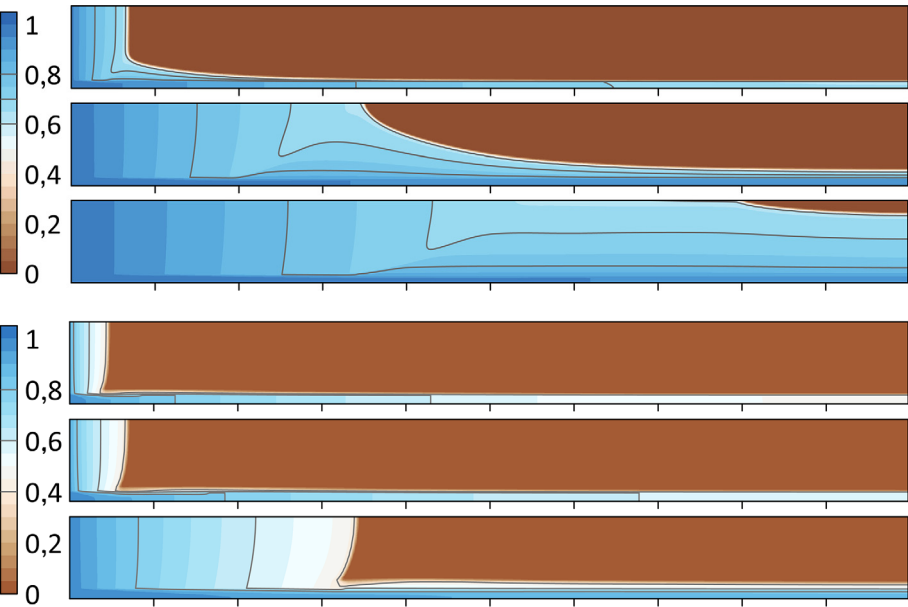


Рис. 3. Поля водонасыщенности при базовом варианте заводнения без изоляции при $K_{\mu} = 1/1$: сверху вниз — при первичном прорыве воды ($t = t_0$), при обводненности 90 и 98% ($t = T$)

Рис. 4. Поля водонасыщенности при базовом варианте заводнения без изоляции при $K_{\mu} = 1/6$: сверху вниз — при первичном прорыве воды ($t = t_0$), при обводненности 90 и 98% ($t = T$)

Изменение числа прокачанных поровых объемов PVI и относительной длительности заводнения по сравнению с базовым случаем T/T_0 с ростом доли изоляции ν приведены на рис. 6. Полная изоляция $\nu = 1$ высокопроницаемого слоя приводит к максимальному увеличению длительности заводнения, поскольку соответствует максимальному снижению дебитов при заданном перепаде давления за счет уменьшения средней гидропроводности трубки тока.

В случае $K_{\mu} = 1/1$ наблюдается немонотонность зависимости $E(\nu)$ (рис. 5, а). С ростом объема изоляции ν от 0 до примерно 0,4 повышение вытеснения

E происходит за счет увеличения протяженности участка равномерного заводнения до границы изолированного интервала, где начинается формирование вторичного фронта вытеснения. При этом предельное обводнение добывающей скважины достигается именно в момент достижения выходной границы областью развитого вторичного заводнения. Поскольку вторичное заводнение в данном случае опережает основной фронт, то распределение водонасыщенности вдоль трубки тока является немонотонным, и в момент предельного обводнения в пласте могут оставаться менее промытые зоны (рис. 7, а).

Таблица 1

Предельные показатели разработки

K_{μ}	Базовый		Вариант 1			Вариант 2			Вариант 3		
	E	PVI	E	PVI	T/T_0	E	PVI	T/T_0	E	PVI	T/T_0
1/1	0,762	7,94	$\nu = 0,8$			$\nu = 0,1, d = 0,2$			$\nu = 0,1, N = 5$		
			0,834	2,67	2,51	0,791	4,66	1,07	0,814	3,21	1,32
1/6	0,264	6,09	$\nu = 0,6$			$\nu = 0,1, d = 0,3$			$\nu = 0,1, N = 5$		
			0,726	3,63	4,91	0,677	10,92	2,86	0,699	4,39	3,34

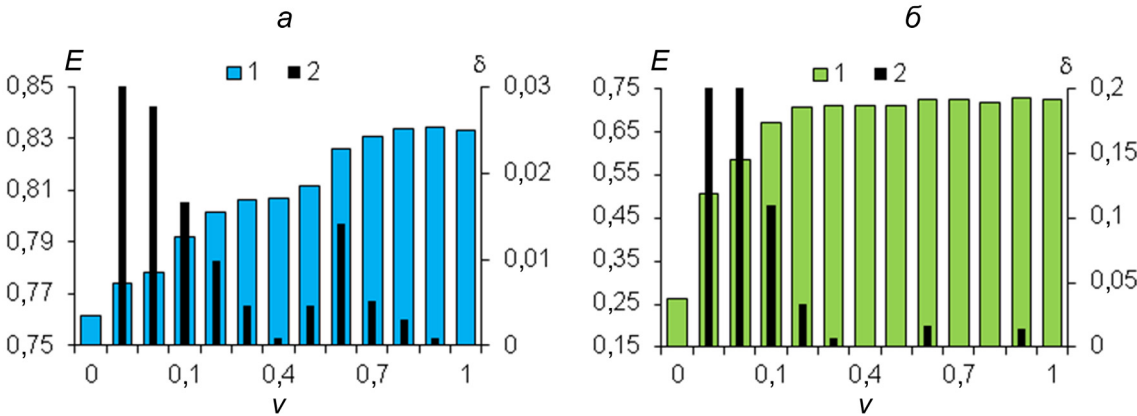


Рис. 5. Зависимость доли E извлечения подвижных запасов нефти (1) и ее прирост δ на каждые 10% изолированного объема суперколлектора (2) от объемной доли изоляции ν : а — $K_{\mu} = 1/1$; б — $K_{\mu} = 1/6$

Второй режим действия эффекта изоляции суперколлектора наблюдается при значениях $\nu > 0,5$ (рис. 7, б), когда область вторичного заводнения на сокращенном участке между изоляцией и добывающей скважиной не успевает сформироваться в достаточной для предельного обводнения скважины степени. В этом случае обводнение 98% наступает при достижении скважины областью высокой насыщенности от первичного заводнения, не оставляя за собой более нефтенасыщенных участков, поскольку насыщенность в пласте монотонно убывает от нагнетательной к добывающей скважине.

Изменение режимов воздействия изоляции суперколлектора на характер вытеснения нефти легко проследить по поведению динамики обводнения добывающей скважины на завершающем этапе (рис. 8, а). В случае $K_{\mu} = 1/6$ такие эффекты практически не наблюдаются (рис. 8, б). Прирост доли извлечения нефти E достигается в основном за счет сокращения непромытой области пласта при удалении от нагнетательной скважины точки повторного попадания воды в суперколлектор —

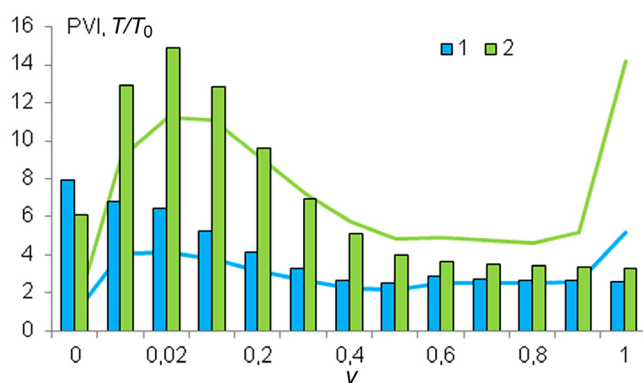


Рис. 6. Зависимость прокачанных поровых объемов PVI (столбцы) и времени заводнения T/T_0 (линии) от доли изоляции ν суперколлектора при $K_{\mu} = 1/1$ (1) и $K_{\mu} = 1/6$ (2)

границы изолированного интервала (рис. 9). Эта область пропадает после достижения $\nu \approx 0,5 \dots 0,6$, после чего значимый прирост эффективности от увеличения объема изоляции прекращается (рис. 5, б).

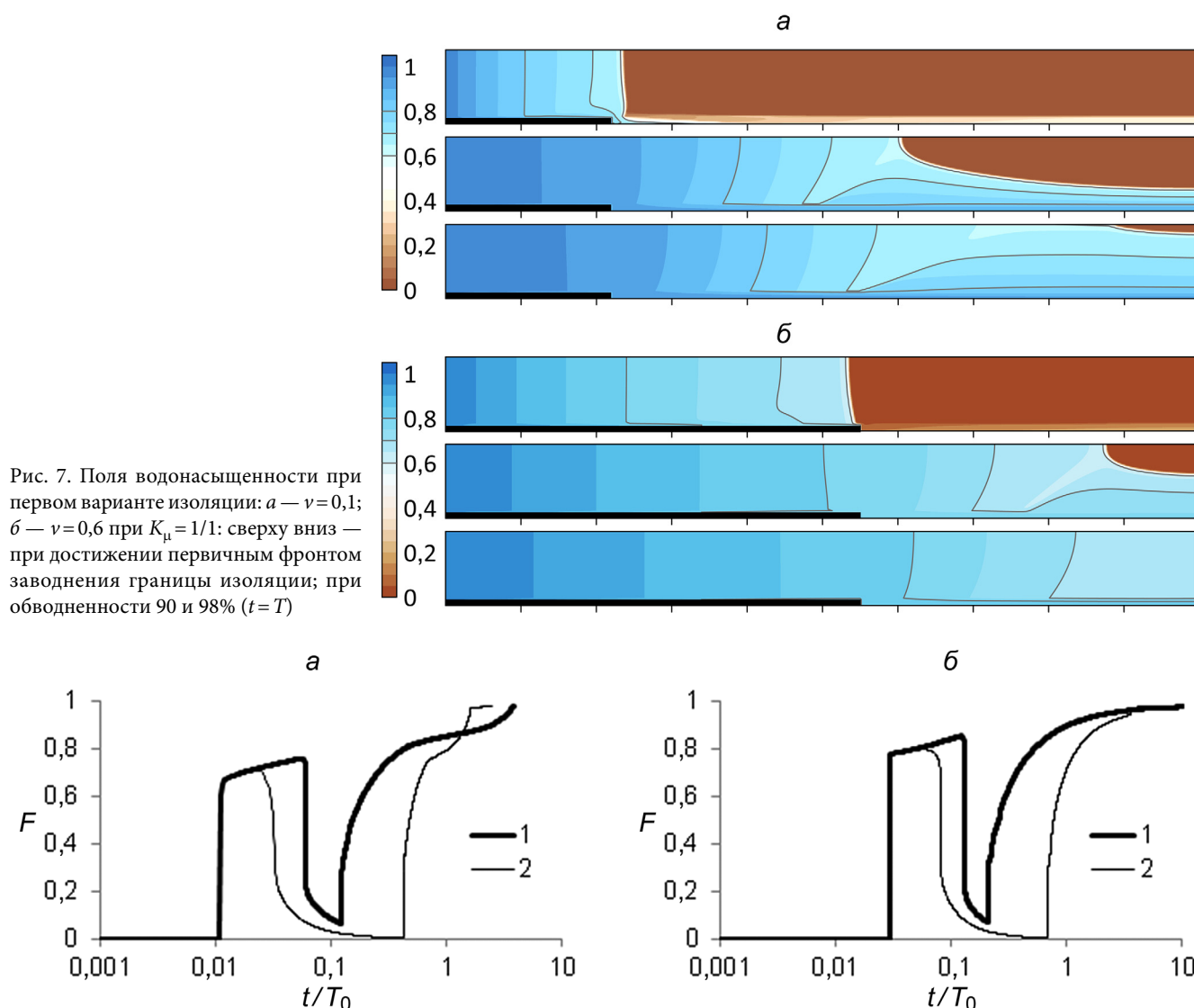


Рис. 7. Поля водонасыщенности при первом варианте изоляции: а — $\nu = 0,1$; б — $\nu = 0,6$ при $K_{\mu} = 1/1$: сверху вниз — при достижении первичным фронтом заводнения границы изоляции; при обводненности 90 и 98% ($t = T$)

Рис. 8. Динамика обводнения F скважин по первому варианту изоляции: 1 — $\nu = 0,02$; 2 — $\nu = 0,6$ при $K_{\mu} = 1/1$ (а) и $K_{\mu} = 1/6$ (б)

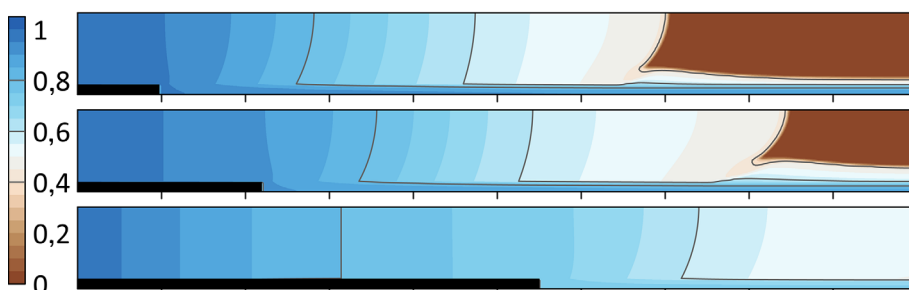


Рис. 9. Предельные поля водонасыщенности в момент обводненности 98% при первом варианте изоляции при $K_\mu = 1/6$ и $\nu = 0,02; 0,1; 0,6$ (сверху вниз)

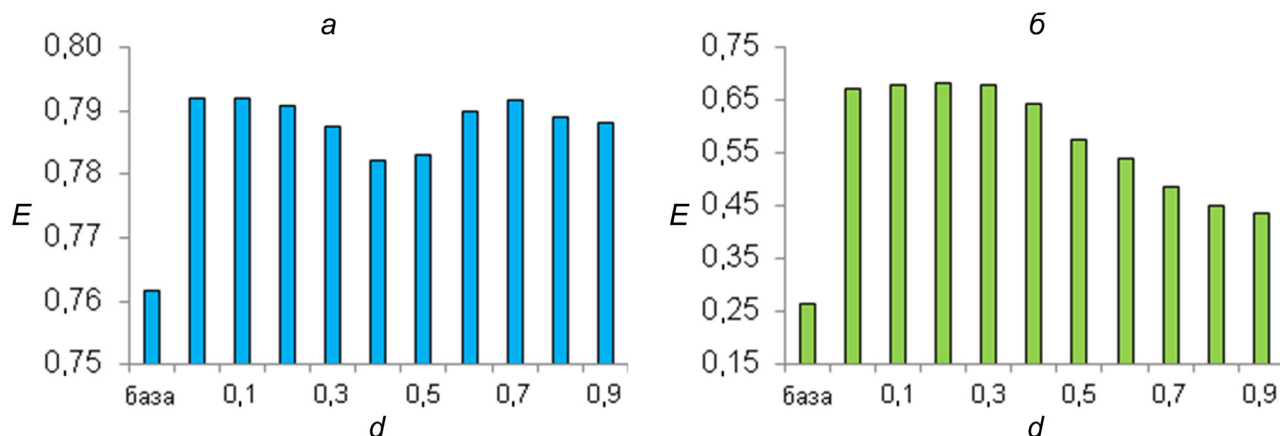


Рис. 10. Зависимость доли E извлечения подвижных запасов нефти от расстояния d между нагнетательной скважиной и участком изоляции: а — $K_\mu = 1/1$; б — $K_\mu = 1/6$

Максимальную эффективность по повышению нефтеотдачи по первому варианту изоляции можно наблюдать при высоких значениях ν (табл. 1). Так, для $K_\mu = 1/1$ при $\nu = 0,8$ получаем долю извлечения подвижных запасов $E = 0,834$, т. е. на 7% выше базового уровня. При этом число закачанных поровых объемов PVI сокращается с 7,94 до 2,67, а время заводнения увеличивается в 2,5 раза. Для $K_\mu = 1/6$ при $\nu = 0,6$ извлечение подвижной нефти возрастает почти в три раза от базового уровня — с 26,4 до 72,6%. Прокачанные поровые объемы сокращаются более чем в полтора раза с 6,09 до 3,63, время заводнения возрастает почти в 5 раз.

В то же время видно, что значительный прирост эффекта E от изоляции (рис. 5) с увеличением объема изоляции суперколлектора практически прекращается после значений $\nu \sim 0,1 \dots 0,2$. Второй интервал $\nu \sim 0,5 \dots 0,7$ прироста эффективности при $K_\mu = 1/1$, по-видимому, на практике не отвечает требованиям экономической целесообразности в силу больших объемов необходимого для блокировки изолирующего материала — порядка 3–4 тыс. куб. м порового объема.

Далее рассматриваются варианты изоляции, ограниченные 10% суммарного изолированного порового объема суперколлектора, то есть при $\nu = 0,1$.

Второй вариант изоляции. В данном варианте варьируется относительное расстояние $d = l_0/L$ от нагнетательной скважины до начала изолированного участка. Объем изоляции фиксирован и составляет 10% от общего объема суперколлектора. За счет переменной ширины трубки тока протяженность

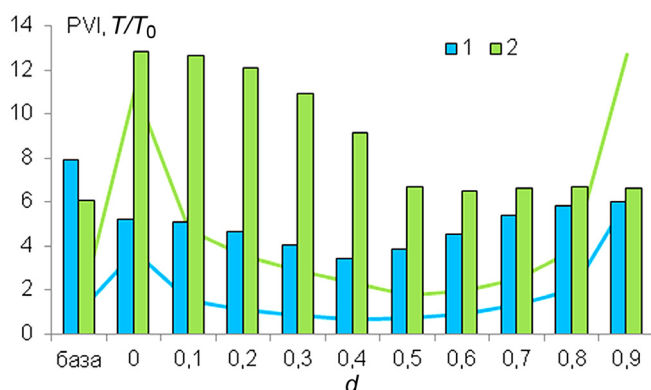


Рис. 11. Зависимость прокачанных поровых объемов PVI (столбцы) и времени заводнения T/T_0 (линии) от расстояния d до интервала изоляции при $K_\mu = 1/1$ (1) и $K_\mu = 1/6$ (2)

изолированных интервалов будет зависеть от их положения (рис. 2). Итоговые зависимости показателей эффективности E , PVI, T/T_0 от расстояния d приведены на рис. 10 и 11.

В случае равновязких фаз наблюдается слабая немономонная зависимость доли извлечения нефти E от положения d интервала изоляции — худшим вариантом является расположение блокирующего состава в середине трубки тока $d = 0,4 \dots 0,5$. Объясняется это следующим образом. При $d \leq 0,3$ вытеснение нефти происходит более равномерно вдоль всей трубки тока за счет сформированного в ее начале однородного канала фильтрации. При $d \geq 0,6$ после преодоления изолирующего препятствия вторичный фронт заводнения не успевает достаточно сформироваться.

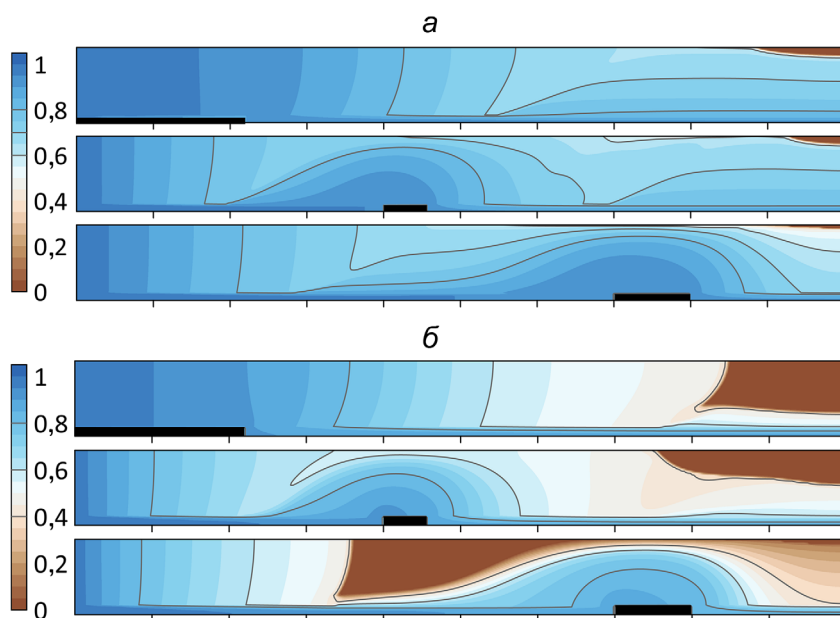


Рис. 12. Пределные поля водонасыщенности в момент обводненности 98% при втором варианте изоляции: а — $K_\mu = 1/1$, б — $K_\mu = 1/6$ при $d = 0,0; 0,4; 0,7$ (сверху вниз)

роваться до достижения скважины, поэтому обводнение происходит позже. Для всех случаев, тем не менее, в конечном состоянии в пласте наблюдается немонокотное распределение насыщенности, что говорит о неоднородности охвата поперечного сечения трубки тока процессом вытеснения (рис. 12, а).

При нагнетании менее вязкой фазы $K_\mu = 1/6$ с удалением интервала изоляции до относительно малых расстояний $d < 0,3$ наблюдается незначительный рост доли извлечения нефти E в пределах 1% за счет выравнивания начального участка заводнения, при этом в момент предельного обводнения вблизи добывающей скважины остается область невыработанных запасов нефти (рис. 12, б). Последующее удаление интервала изоляции значительно снижает эффективность мероприятия, поскольку приводит к возникновению вблизи добывающей скважины области преждевременного роста водонасыщенности и ее обводнения, тогда как до интервала изоляции остаются неизвлеченные запасы нефти. Такой эффект может приводить к сокращению доли извлечения нефти на величины порядка 20%.

На данном примере наглядно проявляется отличие поведения двухфазной смеси при различных отношениях вязкостей: за счет меньшего проникновения в пласт из высокопроницаемого слоя и при обтекании изолирующего экрана менее вязкая вытесняющая фаза в меньшей степени вовлекает запасы нефти в процесс заводнения, что может приводить к возникновению областей заблокированных запасов.

Подводя итог по второму варианту изоляции, можно заключить, что наилучшим и надежным вариантом является расположение непрерывного интервала изоляции фиксированного объема вблизи нагнетательной скважины. При равных вязкостях водной и нефтяной фаз оптимальным вариантом является расстояние $d = 0,2$, когда достигается значение $E = 0,791$ при сокращении поровых объемов

закачки почти в 2 раза по сравнению с базовым уровнем (табл. 1). В случае отношения вязкостей $K_\mu = 1/6$ экран лучше располагать чуть дальше: $d = 0,3$. Тогда более чем двукратное повышение извлечения нефти $E = 0,677$ будет достигаться при относительно небольшом замедлении процесса вытеснения, требуя закачки примерно 11 поровых объемов жидкости (табл. 1).

Третий вариант изоляции. В третьем варианте интерес представляет дробность N распределения фиксированного объема $v = 0,1$ изолирующего материала вдоль высокопроницаемого слоя. Рассмотрены случаи $N = 1 \dots 5$ числа участков изоляции. Дальнейшее увеличение их числа приводит к их малым протяженностям, что может оказаться серьезным ограничением для практической реализации ввиду сложностей непрерывного продвижения небольших оторочек изолирующего состава [Мазо и др., 2017].

Анализируя графики общих зависимостей показателей эффективности E , PVI, T/T_0 (рис. 13; 14), можно наблюдать в целом ожидаемый результат — увеличение числа разбиений интервала изоляции приводит к повышению эффективности заводнения. Исключение составляет лишь выбивающийся из общей закономерности случай $N = 2$ при $K_\mu = 1/1$, когда происходит «провал» доли извлечения нефти. Связано это с тем, что заданная предельная обводненность 98% достигается с приближением к добывающей скважине сформировавшегося вблизи нее вторичного фронта заводнения (рис. 15, а). При $N = 1$ эта область успевает распределиться по мощности пласта, а при $N \geq 3$ она, наоборот, не успевает сформироваться.

Дробное распределение блокирующего материала, во-первых, приводит к локальным отклонениям линий тока и проникновению вытесняющей фазы вглубь пласта, выравнивая охват пласта заводнением. Во-вторых, чередующиеся препятствия нарушают стабильность вторичных фронтов заво-

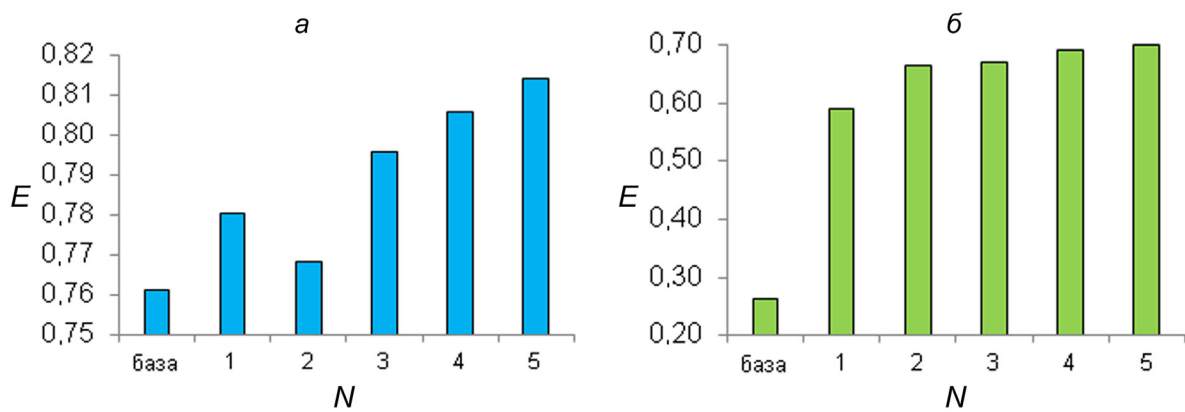


Рис. 13. Зависимость доли E извлечения подвижных запасов нефти от числа N участков изоляции: а — $K_\mu = 1/1$; б — $K_\mu = 1/6$

днения, которые могут приводить к преждевременному обводнению добывающей скважины.

По сравнению с непрерывным расположением того же объема изолирующего материала его дробное расположение при $N=5$ приводит к незначительному повышению нефтеотдачи — примерно на 1...2% — с 79,1 до 81,4% при $K_\mu = 1/1$ и с 67,7 до 69,9% при $K_\mu = 1/6$. Однако при этом значительно сокращается необходимое число закачки поровых объемов — с 4,66 до 3,21 при $K_\mu = 1/1$ и с 10,92 до 4,39 при $K_\mu = 1/6$, с незначительным изменением сроков заводнения. Аналогичного сокращения сопутствующих затрат на закачку воды согласно результатам моделирования первого варианта изоляции удастся достичь прикратно больших затратах на объем изолирующего материала. Так, при $K_\mu = 1/1$ подобный результат ($E=0,812$, $PVI=2,51$, $T/T_0=2,16$) достигается при $\nu=0,5$, то есть в 5 раз большем объеме блокирующего материала. При $K_\mu = 1/6$ близкий результат ($E=0,71$, $PVI=3,96$, $T/T_0=4,8$) также дает случай $\nu=0,5$.

Закключение. Показано, что эффективность изоляции высокопроницаемого пропластка существенно и сложным образом зависит от выбранного

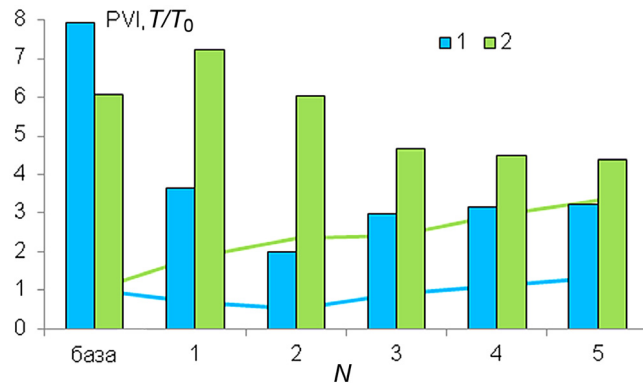


Рис. 14. Зависимость прокачанных поровых объемов PVI (столбцы) и времени заводнения T/T_0 (линии) от числа N участков изоляции при $K_\mu = 1/1$ (1) и $K_\mu = 1/6$ (2)

сценария расположения блокирующего материала, поэтому проектирование и оптимизация данных мероприятий должны выполняться с использованием вычислительного эксперимента.

На основе численного моделирования высоко-го разрешения по модели двухфазной фильтрации

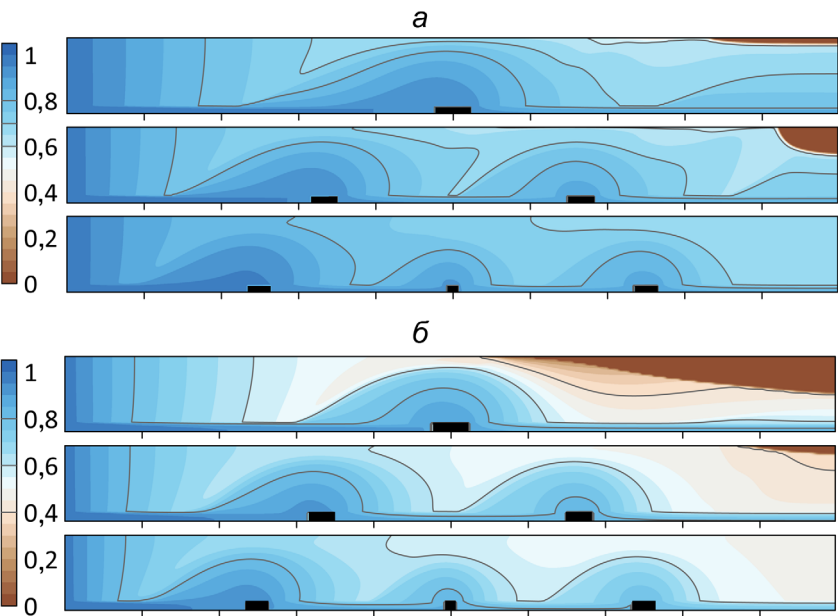


Рис. 15. Предельные поля водонасыщенности в момент обводненности 98% при втором варианте изоляции а — $K_\mu = 1/1$; б — $K_\mu = 1/6$ при $d = 0,0; 0,4; 0,7$ (сверху вниз)

в фиксированной трубке тока, характерной для пятиточечной системы заводнения, проведен сравнительный анализ эффективности трех способов расположения интервалов изоляции вдоль слоя высокопроницаемого суперколлектора для двух типовых отношений вязкости водной и нефтяной фаз.

Построена зависимость доли извлечения подвижной нефти из пласта от доли изолированного объема высокопроницаемого пропластка, эквивалентная зависимости эффективности водоизоляции от объема гелевого экрана, что позволяет рассчитать оптимальный объем реагента для постановки гелевого барьера с точки зрения экономической целесообразности.

Показано, что за счет дробления интервалов изоляции можно сократить объем требуемого бло-

кирующего материала до пяти раз с сохранением уровня эффективности.

Выявлены ключевые эффекты, приводящие к достижению предельного обводнения добывающей скважины, показаны их отличия в случаях различного отношения вязкостей нефтяной и водной фаз. При относительно малой вязкости вытесняющей фазы необходимо в основном стремиться к выравниванию области заводнения пласта, тогда как при повышении вязкости водной фазы необходимо также снижать интенсивность развития областей вторичного заводнения.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета («ПРИОРИТЕТ-2030»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтунина Л.К., Кувшинов В.А., Стасьева Л.А. Термообратимые полимерные гели для увеличения нефтеотдачи // *Химия в интересах устойчивого развития*. 2011. Т. 19. С. 127–136.
2. Баренблатт Г.И., Ентов В.М., Рыжик В.М. Движение жидкостей и газов в природных пластах. М.: Недра, 1984. 211 с.
3. Бахтиян Н.А. Снижение обводненности скважин с помощью потокоотклоняющих технологий на примере Ванкорского месторождения // *Международный научно-исследовательский журнал*. 2016. № 6 (48), ч. 2. С. 33–37.
4. Закиров С.Н., Рощина И.В., Индрунский И.М., Рощин А.А. Разработка месторождений нефти и газа с суперколлекторами в продуктивном разрезе. М.: ООО «Контент-пресс», 2011. 248 с.
5. Мазо А.Б., Поташев К.А. Суперэлементы. Моделирование разработки нефтяных месторождений: Монография. М.: ИНФРА-М, 2020. 220 с.
6. Мазо А.Б., Поташев К.А., Баушин В.В., Булыгин Д.В. Расчет полимерного заводнения нефтяного пласта по модели фильтрации с фиксированной трубкой тока // *Георесурсы*. 2017. № 19 (1). С. 15–20.
7. Нефть и газ Западной Сибири: материалы Международной научно-технической конференции, посвященной 55-летию Тюменского государственного нефтегазового университета. Т. 1 / Отв. ред. О.Ф. Данилов. Тюмень: ТюмГНГУ, 2011. 328 с.
8. Поташев К.А., Ахунов Р.Р. Оценка неоднородности притока пластового флюида к контуру поперечного сечения вертикальной скважины // *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Физ.-матем. науки*. 2020. Т. 162. Кн. 2. С. 180–192.
9. Поташев К.А., Ахунов Р.Р., Мазо А.Б. Вычисление перетоков флюида между скважинами в фильтрационной модели разработки нефтяного пласта с помощью линий тока // *Георесурсы*. 2022. № 24 (1). С. 27–35.
10. Поташев К.А., Куличикова К.А., Баушин В.В. Эффективность изоляции высокопроницаемого обводненного пропластка при различном расположении блокирующего материала // *Нефть. Газ. Новации*. 2020. № 7. С. 54–58.
11. Поташев К.А., Мазо А.Б. Численное моделирование локального воздействия на нефтяной пласт с применением фиксированных трубок тока для типичных схем заводнения // *Георесурсы*. 2020. № 22 (4). С. 70–78.
12. Поташев К.А., Мазо А.Б., Рамазанов Р.Г., Булыгин Д.В. Анализ и проектирование разработки участка нефтяного пласта с использованием модели фиксированной трубки тока // *Нефть. Газ. Новации*. 2016. № 4 (187). С. 32–40.
13. Сизов Н.Е., Поздняков С.П., Муромец Н.Н. Влияние плановой неоднородности проводимости на результаты обработки откачек в изолированном неограниченном пласте // *Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология*. 2021. № 3. С. 113–123.
14. Чекалин А.Н., Конохов В.М., Костерин А.В. Двухфазная многокомпонентная фильтрация в нефтяных пластах сложной структуры. Казань: Казан. гос. ун-т, 2009. 180 с.
15. Шелепов В.В., Булыгин Д.В., Мазо А.Б. и др. TubeGeo, версия 1.0. «Моделирование геолого-технических мероприятий методом трубок тока». Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016611381 от 01.02.2016 г.
16. Шелепов В.В., Булыгин Д.В., Рамазанов Р.Г., Баушин В.В. Компьютерные модели для анализа эффективности методов воздействия на пласт. М.: КДУ, Университетская книга, 2017. 232 с.
17. Bai B., Wang Q., Du Y., Liu Y.Z. Factors Affecting In-Depth Gel Treatment for Reservoirs with Thick Heterogeneous Oil Layers // *Petrol. Soc. 5th Canadian International Petroleum Conference, Calgary, Alberta, Canada, 8–10 June, 2004, Paper 2004–140*. P. 1–8.
18. Fletcher A.J.P., Flew S., Forsdyke I.N., et al. Deep diverting gels for very cost-effective waterflooding control // *J. Petrol. Sci. Eng.* 1992. Vol. 7. P. 33–43.
19. Gao H.W., Chang M.M., Burchfield T.E., Tham M.K. Permeability Modification Simulator Studies of Polymer-Gel-Treatment Initiation Time and Crossflow Effects on Waterflood Oil Recovery // *SPE Reservoir Engineering*. 1993. Vol. 8 (3). P. 221–227.
20. Jahanbani Ghahfarokhi A., Kleppe J., Torsaeter O. Simulation Study of Application of a Water Diverting Gel in Enhanced Oil Recovery. Paper SPE-180190-MS, 2016. P. 1–17.
21. Khamees T., Flori R.E., Wei M. Simulation Study of In-Depth Gel Treatment in Heterogeneous Reservoirs with Sensitivity Analyses. Paper SPE-185716-MS, 2017. P. 1–23.
22. Potashev K.A., Mazo A.B. Mathematical Modeling of Oil Reservoir Waterflooding Using Fixed Streamtube at Various Values of Viscosity Ratio // *Lobachevskii Journal of Mathematics*. 2021. Vol. 42 (8). P. 2023–2029.
23. Spirina E.A., Potashev K.A., Mazo A.B. Evaluation of the reliability of the averaging over the reservoir thickness for

the model with a fixed streamtube. Conf. Series: J. of Physics. 2019, 1158 042024. P. 1–6.

24. *Stavland A., Kvanvik B.A., Lonhe A.* Simulation Model for Predicting Placement of Gels. 1994, Paper SPE-28600-MS. P. 1–16.

25. *Suleimanov B.A., Feizullaev H.A.* Numerical Simulation of Water Shut-Off for Heterogeneous Composite Oil Reservoirs (Russian). SPE Annual Caspian Technical Con-

ference, 16–18 October, Baku, Azerbaijan, 2019, Paper SPE-198388-RU. P. 1–10.

26. *Vossoughi S., Buller C.S.* Permeability Modification by In-Situ Gelation with a Newly Discovered Biopolymer // SPE Reservoir Engineering. 1991. Vol. 6 (4). P. 485–489.

27. *Willhite G.P.* Waterflooding // SPE Textbook Series. Richardson, TX, 1986. 331 p.

Статья поступила в редакцию 16.08.2023,
одобрена после рецензирования 05.06.2023,
принята к публикации 22.01.2024

ХРОНИКА

**К ЮБИЛЕЮ ЕВГЕНИЯ ЕВГЕНЬЕВИЧА МИЛАНОВСКОГО
(1923–2012)**

Для цитирования: К юбилею Евгения Евгеньевича Милановского (1923–2012) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 156–158.

**FOR THE ANNIVERSARY OF EUGENIY EUGENEVICH MILANOVSKIY
(1923–2012)**

For citation: For the anniversary of Eugeny Eugenevich Milanovskiy (1923–2012). *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 156–158. (In Russ.).



31 июля 2023 г. исполнилось 100 лет со дня рождения выдающегося ученого-геолога академика РАН, заведующего кафедрой региональной геологии и истории Земли (1971–2001) и кафедрой геологии России (2001–2012) геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова *Евгения Евгеньевича Милановского*. Евгений Евгеньевич известен широкой мировой геологической общественности как создатель теории рифтогенеза Земли и его развития в течение всей геологической истории нашей планеты. Евгений Евгеньевич также один из лучших знатоков новейшей

тектоники и новейшего вулканизма альпийского Средиземноморского пояса. Важная роль принадлежит Е.Е. Милановскому как распространителю идей пульсационного развития Земли. В течение всей жизни, особенно в последние годы, многие работы он посвятил истории геологии.

Е.Е. Милановский родился в семье известного геолога профессора Московского геолого-разведочного института Е.В. Милановского. В 1941 г. Евгений поступил на геолого-почвенный факультет, на кафедру исторической и региональной геологии, которую возглавлял большой друг и родственник

семьи Милановских профессор Александр Николаевич Мазарович, возродивший в Московском университете геологическое направление. Учеба в университете, начавшись в 1941 г., закончилась только в 1949, так как была прервана войной, которую Е.Е. Милановский в качестве военного картографа прошел от Курской дуги через Киев, Львов и Краков до Берлина и Праги. За боевые заслуги он был неоднократно награжден медалями и орденами Отечественной войны и орденом Красной Звезды.

Евгений Евгеньевич в студенчестве был Сталинским стипендиатом, остался в аспирантуре кафедры исторической и региональной геологии геологического факультета и с 1952 г. стал ассистентом кафедры, а с 1953 г. доцентом. В 1967 г. он был избран профессором и в 1972 г. принял заведование кафедрой исторической и региональной геологии на долгие 30 лет. В 2001 г. Е.Е. Милановский создал кафедру геологии России и руководил ей до конца своей жизни.

Исследовательская и педагогическая деятельность Е.Е. Милановского были исключительно плодотворны.

Слова А.П. Карпинского «Геологу нужна вся Земля» были девизом Евгения Евгеньевича — он прошел ее своими экспедиционными маршрутами, побывал в многочисленных геологических экскурсиях и запечатлел в разрезах, картах, схемах, а также тысячах авторских графических рисунках. От геологического факультета это были экспедиции на Южный Урал (1947–1948), Малый Кавказ (1949–1953), в Центральный Казахстан (1954), на Большой Кавказ (1955–1961) и Карпаты (1962–1964). От академии наук — Восточно-Африканская (1967–1969) и Исландская (1972–1976) экспедиции. Работал он также с экспедициями в Южной Америке, в Китае, участвовал в многочисленных геологических экспедициях по всему миру. Полученный в экспедициях региональный геологический материал сделал Е.Е. Милановского геологом-энциклопедистом, специалистом во многих геологических направлениях.

Е.Е. Милановский был и остается одним из самых авторитетных специалистов по новейшей геологии и тектонике Кавказа и всего Альпийского пояса, его исследования во многом способствовали становлению неотектоники как зрелой науки со своим надежным методическим аппаратом [Милановский, 1968; Милановский, Короновский, 1973; Милановский, Хаин, 1963]. Начиная с Восточно-Африканской экспедиции Е.Е. Милановский практически в течение всей жизни занимался проблемами рифтогенеза и создал стройное многоаспектное учение о рифтовых системах, установил эволюционный ряд континентальных и океанских структур, проследил эволюцию рифтогенеза в истории Земли [Восточно-Африканская..., 1974; Исландия..., 1979; Милановский, 1976; 1983; 1985; 1987].

Владение огромным материалом, полученным в процессе исследований орогенических и рифтовых

областей, относящихся, казалось бы, к геодинамическим антиподам с ярким проявлением противоположных тенденций в своем развитии — процессов растяжения в складчатых областях и процессов сжатия в рифтовых системах, позволило Е.Е. Милановскому разработать гипотезу пульсирующей и расширяющейся Земли [Милановский, 1978, 1984]. Он сформулировал ряд важнейших заключений о самом феномене пульсационного развития Земли, и охарактеризовал отдельные важнейшие этапы этого развития, в котором наряду с цикличностью прослеживается хорошо выраженная направленность [Милановский, 1995, 1999, 2004].

Е.Е. Милановского всегда интересовали и вопросы истории науки. Он принимал регулярное участие в симпозиумах международной комиссии по истории геологических наук (ИНИГЕО) и специальных сессиях во время Международных Геологических конгрессов. С 1994 г. Е.Е. Милановский возглавлял представительство российских геологов в ИНИГЕО. Среди публикаций Е.Е. Милановского по истории геологии особое место занимают монографии: «Альфред Вегенер» [Милановский, 2000], «Двести лет геологической школы Московского университета в портретах ее основоположников и выдающихся деятелей (1804–2004)» [Милановский, 2004]. Нельзя не упомянуть также многочисленные статьи Е.Е. Милановского в Бюллетене Московского Общества Испытателей Природы (БМОИП) и Вестнике МГУ о многих ученых, внесших свой вклад в геологическую науку.

Хорошо известен Е.Е. Милановский как преподаватель геологии. Он преподавал практически все курсы кафедры исторической и региональной геологии: «Структурная геология и геокартирование», «Историческая геология», «Четвертичная геология», «Геология СССР», «Геология морей и океанов» и «Геология Китая». Главным среди них был, конечно, курс «Геология СССР» (позже «Геология России и ближнего Зарубежья»). Для курса «Геология СССР» Е.Е. Милановский написал трехтомную работу [Милановский, 1987, 1989, 1991], а затем и краткий учебник «Геология России и ближайшего зарубежья» [Милановский, 1996], которые по полноте изложения регионального материала представляют фундаментальное исследование региональной структуры, тектонического развития и глубинного строения территории бывшего СССР. Эти учебники не потеряли своего значения и могут быть рекомендованы в геологических вузах и в настоящее время.

Результаты научной работы Е.Е. Милановского были высоко оценены. В МГУ он получил две Ломоносовские премии (1988, 1992), стал заслуженным профессором (1996), а в последнее десятилетие жизни за многолетнюю плодотворную научную, педагогическую и организационную деятельность на благо Московского университета — благодарности ректора (2003, 2008). В 1976 г. Евгений Евгеньевич был избран членом-корреспондентом академии наук

СССР, в 1985 г. получил премию им. А.П. Карпинского, в 1992 г. стал академиком РАН. Имя Е.Е. Милановского внесено в Летопись Государственного Геологического музея им. В.И. Вернадского (1998), ему присуждено звание Заслуженный деятель науки Российской Федерации (2003) и вручена высшая геологическая награда — Золотая медаль им. А.П. Карпинского (2001).

Евгений Евгеньевич прекрасно разбирался в литературе, истории, архитектуре, знал множество стихов. Будучи человеком необычайно пронырливым, он постоянно подмечал незримые связи между совершенно разными явлениями, людьми, эпохами. Геологическую информацию мог свободно объединить с общественно-исторической. Была у Евгения Евгеньевича еще одна совершенно уникальная особенность — его способность легко и много рисовать, будь то пейзажи

с геологическими объектами или архитектурные сооружения. Евгений Евгеньевич рисовал всегда и везде — в экспедициях, геологических экскурсиях, поездках по всему миру, за свою удивительную жизнь ему удалось побывать на всех континентах, не был он только в Антарктиде. Рисунки тоже были способом выражения его геологического видения изучаемых территорий, понимания красоты нашей планеты, восхищения природными и архитектурными сооружениями.

Е.Е. Милановского можно назвать одним из последних геологов-классиков, геологов-энциклопедистов. Он оставил после себя богатейшее научное наследство, охватывающее широчайший круг неустареваемых геологических проблем и постоянно востребованное исследователями, занимающимися как научными проблемами геологии, так и преподавателями геологии высшей школы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Восточно-Африканская рифтовая система: В 3 т. М.: Наука, 1974.
2. Исландия и срединно-океанический хребет. Геоморфология и тектоника. М.: Наука, 1979.
3. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. 378 с.
4. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.
5. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
6. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
7. Милановский Е.Е. Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсации Земли // Изв. вузов. Геология и разведка, 1982. № 7. С. 3–29.
8. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли: Рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1983. 280 с.
9. Милановский Е.Е. Основные проблемы изучения рифтогенеза. Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 5–24.
10. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли: Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 298 с.
11. Милановский Е.Е. Альфред Вегенер. М.: Наука, 2000. 242 с.
12. Милановский Е.Е. Двести лет геологической школы Московского университета в портретах ее основоположников и выдающихся деятелей (1804–2004). М.: Академический проект, 2004а. 442 с.
13. Милановский Е.Е. Геопульсации в эволюции Земли. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». СПб.: ВСЕГЕИ, 2004б. 652 с.
14. Милановский Е.Е. Эволюция рифтогенеза в истории земли. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» СПб.: ВСЕГЕИ, 2004в. 652 с. С. 162–173 (Раздел 1. Земля)
15. Милановский Е.Е. Воспоминания о годах войны. М.: Логос, 2005. 168 с.
16. Проблемы расширения и пульсаций Земли. М.: Наука, 1984. 192 с.

Статья поступила в редакцию 30.09.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

КОНФЕРЕНЦИЯ «К 100-ЛЕТИЮ АКАДЕМИКА Е.Е. МИЛАНОВСКОГО»; МГУ ИМЕНИ М.В. ЛОМОНОСОВА, МОСКВА

Для цитирования: Конференция «К 100-летию академика Е.Е. Милановского»; МГУ, Москва // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 159–168.

THE CONFERENCE TO THE 100th ANNIVERSARY OF ACADEMICIAN E.E. MILANOVSKIY»; LOMONOSOV MOSCOW STATE UNIVERSITY, MOSCOW

Для цитирования: The Conference to the 100th anniversary of Academician E.E. Milanovskiy; Lomonosov Moscow State University, Moscow. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 6: 159–168.

21 сентября 2023 г. на геологическом факультете МГУ прошла научная конференция, посвященная 100-летию Е.Е. Милановского. На конференции прозвучал ряд докладов известных ученых-геологов академиков, учившихся у Евгения Евгеньевича, выпускников кафедры исторической и региональной геологии (ныне региональной геологии и истории Земли) — профессоров и докторов наук, работающих на геологическом факультете и в институтах Российской академии наук.

На конференции присутствовал Президент геологического факультета академик РАН, профессор Д.Ю. Пушаровский.

Конференцию открыл и.о. декана геологического факультета доктор химических наук, член-корреспондент РАН Н.Н. Еремин. О жизни и научной деятельности Е.Е. Милановского сделал доклад принявший от него заведование кафедрой региональной геологии и истории Земли А.М. Никишин (в соавторстве с доцентом кафедры Т.Ю. Тверитиновой).

Научная часть конференции содержала девять докладов, посвященных различным аспектам региональной и теоретической геологии.

Первым с докладом «**Ранняя история биосферы в свете биогеохимии**» выступил выпускник кафедры исторической геологии (1969), доктор биологических наук, академик РАН, главный научный сотрудник лаборатории стратиграфии верхнего докембрия и советник директора Геологического института РАН, первооткрыватель мира докембрийских бесскелетных животных М.А. Федонкин. В докладе были освещены проблемы, связанные с появлением жизни и ее развитием на планете Земля.

Широчайшее распространение водородного метаболизма в мире ныне живущих прокариот (бактерии, археи) может указывать на его ключевую роль в становлении энергетики первых живых клеток, сначала хемосинтезирующих, а позднее и фототрофных микроорганизмов. Абиотические источники водорода в хадее и раннем архее были мощнее, чем в современном мире, по причине более высокого теплового потока (вулканизм, гидротермальная циркуляция, серпентинизация преимущественно ультраосновной ранней коры и др.).

Раннюю эволюцию метаболических систем более сложных клеток эвкариот можно рассматри-

вать как процесс, компенсирующий необратимые изменения геохимических особенностей биосферы: уменьшение притока абиогенного водорода, рост оксигенизации океана, а также изменение биологической доступности металлов, известных как активаторы ферментов, — снижение Fe, Ni, Co, V, W, и возрастание Cu, Mo, Zn. Убывание источников молекулярного водорода стимулировало освоение его простых соединений CH_4 , NH_3 , H_2S и, наконец, H_2O (в окисленном фотосинтезе) в качестве субстрата жизни, что в итоге определило химический состав земной атмосферы с резкой доминантой кислорода и азота.

Уменьшение доступности водорода и ряда металлов-катализаторов, оксигенизация биосферы и снижение ее средней температуры представляются главными экологическими факторами ранней эволюции эвкариот. Сохранение эффективности древнейших биохимических механизмов функционирования клетки в изменявшихся условиях среды осуществлялось такими новациями, как компартментализация архаичных метаболических модулей (изоляция и сохранение микросреды с древнейшей биохимией с помощью мембран, пузырьков, оргanelл), объединение дополнительных типов метаболизма в симбиозе и в ходе синтрофного симбиогенеза (включавшего и водородный обмен!). Формировались биохимические механизмы концентрации и сохранения металлов в клетке, сдвиг в сторону гетеротрофии и рециклинг металлов в экосистеме. На этом пути развивалась сложная организация эвкариотных организмов. Детали этого процесса могут скрываться в метаболических каскадах живой клетки, которые должны отражать (рекапитулировать) биохимическую эволюцию и геохимические изменения в биосфере — два исторических процесса, которые следует описывать как дополнительные. Есть веские основания предполагать ускорение глобальных биогеохимических циклов в биосфере по мере эвкариотизации экосистем.

Синтез данных наук о Земле и данных палеонтологии, биохимии и сравнительной геномики позволяет устанавливать время и причины важнейших событий биологической эволюции (происхождение окисленного фотосинтеза, эвкариотной клетки и многоклеточных животных), оказавших опреде-

ляющее влияние на глобальные биогеохимические циклы, седиментогенез и климат Земли.

Доктор геолого-минералогических наук академик РАН, директор Геологического института К.Е. Дегтярев, выпускник кафедры исторической и региональной геологии, сделал доклад на тему: **«Тектоника и геодинамика позднего докембрия и раннего палеозоя западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса»**.

Палеозойские складчатые сооружения Казахстана и Тянь-Шаня рассматриваются как коллаж, образованный комплексами раннепалеозойских островных дуг и бассейнов с океанической корой, сочлененных с блоками более древней континентальной коры. Более высокое положение в структуре занимают комплексы средне-позднепалеозойских вулканоплутонических поясов, преддуговых прогибов и наложенных впадин. В расшифровке структуры региона участвовали школы Геологического института АН СССР, Геологического факультета МГУ и Московского геолого-разведочного института (МГРИ). Основные направления исследований включали изучение этапов и обстановок формирования континентальной коры в докембрии, особенностей переработки докембрийской континентальной коры в конвергентных обстановках на активных границах плит в раннем палеозое, выявление этапов и обстановок формирования ювенильной (океанической коры в раннем палеозое. Проводимые исследования были основаны на применении как классических (геологическое картирование), так и новых прецизионных методов (изотопно-геохронологические, изотопно-геохимические петрологические).

Среди докембрийских комплексов были выделены как раннедокембрийские (возраст более 1,8 млрд лет назад), так и позднедокембрийские (1,4–0,6 млрд лет назад) образования. Среди позднедокембрийских образований отчетливо выделились северо-восточная и юго-западные группы блоков, принадлежащих разным частям суперконтинента Нуны (1,5–1,4 млрд лет назад) и затем Родинии (900–760 млн лет назад). Блоки северо-восточной группы (Исседонской) входили в состав гренвиллского пояса, который существовал между Сибирским, Северо-Китайским кратонами и Лаврентией. Блоки юго-западной группы (Улутау-Моюнкусской) являлись фрагментами Поздне-неопротерозойского краевого пояса Таримского палеоконтинента. Мозаичная структура палеозоид Казахстана и Северного Тянь-Шаня имеют вторичный характер, обусловленный процессами формирования раннепалеозойских поясов, являющихся фрагментами протяженных структур активной окраины Западно-Тихоокеанского типа. Широко распространены офиолитовые пояса — фрагменты ювенильной океанической коры, формирование которых было связано как со спредингом, так и в условиях развития островных дуг и надсубдукционных зон.

Основной мотив структуры западной части Центрально-Азиатского пояса — Казахстанский ороклад. Во внешней части орокладина присутствуют фрагменты офиолитов кембрия-нижнего ордовика, во внутренней (Джунгаро-Балхашской) — кембрия, ордовика, нижнего силура, нижнего, среднего и верхнего девона. Формирование комплексов орокладина связано с длительной (около 200 млн лет) эволюцией сложно построенной активной окраины крупного океанического бассейна, в которой на протяжении этого времени происходило приращение аккреционных комплексов, включающих фрагменты ювенильной коры различных типов.

Перспективами дальнейших исследований является изучение основных этапов и обстановок формирования континентальной коры в докембрии, переработки докембрийской континентальной коры в конвергентных обстановках (на активных окраинах) в раннем палеозое, основных этапов и обстановок формирования ювенильной коры в раннем палеозое.

Зав. кафедрой региональной геологии и истории Земли и бывший ее выпускник доктор геолого-минералогических наук профессор А.М. Никишин рассказал о **геологической истории Арктики**. Доклад знакомит с основными представлениями по геологии Арктики, которые удалось сформировать за последние годы на основе данных, собранных в результате крупномасштабных международных работ, значительная часть которых выполнена в рамках государственной программы Российской Федерации по изучению Арктического шельфа. В докладе приведен обзор данных, на которых строится стратиграфия Арктики, представления о тектонике и палеоклимате, представлена реконструкция истории формирования всей Арктики в связи с мировой тектоникой. Сформулированы основные проблемы и направления для дальнейшего изучения Арктического региона.

Доклад доктора геолого-минералогических наук, члена-корреспондента РАН, заместителя директора ГИНа по научной работе, заведующего лабораторией тектоники консолидированной коры Н.Б. Кузнецова, выпускника кафедры исторической и региональной геологии 1985 г. был посвящен рассмотрению некоторых аспектов структуры и возраста комплексов, участвующих в **строении герцинского фундамента Большого Кавказа**.

В этом докладе было отмечено, что в ставшей классикой отечественной геологии монографии «Геологическое строение Кавказа» [Милановский, Хаин, 1963] сказано, что «Нижний предел возраста... пород фундамента... неопределенный, однако вряд ли среди них имеются эквиваленты глубокого докембрия, так как абсолютный возраст пород, прорывающих фундамент, по данным многочисленных радиологических определений, во всех случаях оказывается не древнее верхов кембрия и, как правило, не древнее силура или девона. Присутствие позднего

докембрия не исключено, хотя и не доказано». При этом далее в монографии было отмечено, что «На Большом Кавказе наиболее полный и непрерывный разрез метаморфических толщ позднего докембрия (?) — древнего палеозоя вскрывается под покровом юрских отложений в наиболее приподнятой восточной части Лабино-Малкинской зоны...»

Проведенные недавно исследования сотрудников ГИН РАН (Н.Б. Кузнецов, А.А. Разумовский) и ИФЗ РАН имени О.Ю. Шмидта (Т.В. Романюк), результаты которых в своем докладе представил чл.-корр. РАН Н.Б. Кузнецов, показали справедливость утверждений Е.Е. Милановского о присутствии в структуре герцинского фундамента в Лабино-Малкинской тектонической зоны Большого Кавказа слабометаморфизованных толщ верхнего докембрия и нижнего палеозоя. В частности, в докладе были впервые представлены **результаты датирования зерен циркона**, извлеченных из слабо метаморфизованных туфогенно-осадочных пород шиджатмазской свиты верхов разреза хасаутской серии верхнего докембрия и залегающих на них кварцевых песчаников урлешской свиты основания палеозойского разреза. Для зерен циркона из двух проб, отобранных в этих толщах (по одной пробе из толщи) получены многочисленные (около 200 для каждой пробы) U-Th-Pb-изотопные датировки. Средневзвешенный возраст, вычисленный по десяти наиболее молодым цирконовым датировкам для туфопесчаников шиджатмазской свиты составил около 550 млн лет, что соответствует позднему венду. А средневзвешенный возраст, вычисленный по десяти наиболее молодым цирконовым датировкам для кварцевых песчаников урлешской свиты составил около 480 млн лет, что соответствует тремадокскому веку раннего ордовика.

На основании полученных возрастных оценок полученных автором доклада и его коллегами по этому исследованию для туфопесчаников шиджатмазской свиты и кварцевых песчаников урлешской свиты, а также на основании содержательного анализа характера распределения полученных U-Th-Pb-изотопных цирконовых датировок сделан аргументированный вывод о том, что изученные вещественные комплексы, участвующие в строении герцинского фундамента Большого Кавказа в пределах Лабино-Малкинской зоны, имеют Пери-Гондаванское происхождение. Эти данные заполняют недостающий пробел и позволяют фактически непрерывно проследить пояс Пери-Гондаванских террейнов от Аппалачской окраины Северной Америки, через Западную (Иберия, Центрально-Французский массив и т.д.) и Центральную (Саксония, Богемия и др.) Европу и Балканы, через Крым и Предкавказье, далее в Прикаспий и до самых восточных зон Южного Урала.

Доцент кафедры региональной геологии и истории Земли Р.Р. Габдуллин сделал сообщение по теме своей недавно защищенной докторской диссертации

«Высокоточная циклическая корреляция разрезов фанерозоя Северной Евразии как основа для актуальных палеогеографических реконструкций».

В ходе диссертационного исследования, выполненного при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем», удалось предложить новый метод высокоточной циклической корреляции, который помимо сопоставления разрезов циклостратиграфическим способом включает анализ эвстатических вариаций в секвенциях, оценку флуктуаций палеогеографических условий и климата, инверсий магнитного поля, зафиксированных по смене минерального и химического состава стратонов под воздействием астрономической цикличности.

Установлено, что маркирующие двухэлементные пластовые циклиты на сеноман-туронском и мел-палеогеновом рубежах, прослеживающиеся в морских и континентальных разрезах северного и южного полушарий Земли и связанные с циклами эксцентриситета Земли, выделены комплексным методом высокоточной корреляции. Реперные циклиты установлены в отложениях разных палеоглубин от относительно прибрежных и мелководных до пелагических и глубоководных.

Зафиксированы 12 эпох совмещения (совпадения) разнопорядковых циклов Миланковича во второй половине мелового периода, когда совпадают четные или нечетные номера циклов разных порядков, что имеет важное историко-геологическое значение. К этим эпохам приурочены фазы фосфатонакопления, рубежи большинства геохронологических подразделений позднего мела, а также 12 пачек сводного разреза Русской плиты. Рубежи внутри эвстатических мегациклов соответствуют времени совпадения нечетных циклов четырех порядков, а между мегациклами — времени совмещения разных циклов четырех порядков.

Самые существенные вариации климата и смены эпох типов климата происходили в моменты совпадения циклов эксцентриситета разных порядков. В модели климатической истории Северного полушария в мезозое-кайнозое выделена 41 фаза совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета для триас-четвертичного интервала геологической истории. В летописи осадочных бассейнов Северной Евразии, а также в океанических бассейнах — Тетисе, Бореальном и Северном-Ледовитом океане в мезо-кайнозойском интервале выделяется не менее 19 климатических циклов, выявленных по геохимическим и палеонтологическим данным и формационному анализу стратонов. С этими же рубежными моментами совпадают фазы тектоно-магматической активизации, что дает возможность считать циклы эксцентриситета одним из критериев периодизации геологической истории Земли.

Доктор геолого-минералогических наук главный научный сотрудник ГИН РАН, выпускница кафедры

исторической и региональной геологии М.В. Лу-
чицкая рассказала о **гранитоидном магматизме
и формировании континентальной коры Северо-
Востока Азии**. Анализ мезозойско-кайнозойских
тектонно-магматических событий северного обра-
мления Тихого океана и тектонической эволюции
континентальной окраины Северо-Востока Азии
позволил ей выделить доаккреционные, аккреци-
онные и постааккреционные группы гранитоидов.

Доаккреционные гранитоиды входят в состав
вулканоплутонических ассоциаций внутриокеа-
нических островных дуг или надсубдукционных
офиолитовых комплексов. Они представлены по-
родами низкоглиноземистой ТТГ ассоциации, отно-
сятся к толеитовой и известково-щелочной сериям,
имеют надсубдукционные характеристики и соот-
ветствуют I (M)-типу гранитов. Их происхождение
связано с дифференциацией базитовой магмы или
с частичным плавлением метабазитов. Изотопные
данные указывают на первично мантийный характер
источника гранитоидных магм. Доаккреционный
гранитоидный магматизм обеспечивает форми-
рование корового слоя средне-кислого состава
внутриокеанических островных дуг и фиксирует
начало становления гранитно-метаморфического
слоя будущей континентальной коры.

Аккреционные гранитоиды фиксируют крупные
фазы вхождения террейнов в структуру континен-
тальной окраины и приурочены к ее фронтальной
части. Для них отмечается четкая временная
и структурная приуроченность к этапам аккреции
океанических комплексов Палеоокеана в средней
юре и середине мела. Аккреционные гранитоиды
имеют разнообразные геохимические характери-
стики, которые определяются особенностями состава
комплексов аккреционных призм, подвергающихся
частичному плавлению, могут иметь сходство
с гранитами Кордильерского S-типа. Изотопные
данные указывают на источник магм из осадочного
вещества аккреционных призм и базальтов сре-
динно-океанических хребтов. Аккреционный гра-
нитоидный магматизм приводит к формированию
ювенильной континентальной коры и наращиванию
гранитно-метаморфического слоя.

Постааккреционные гранитоиды входят в состав
вулканоплутонических ассоциаций окраинно-кон-
тинентальных вулканических поясов, запечатывая
покровно-складчатые структуры и определяя верх-
ний возрастной предел времени аккреции, деформа-
ции и становления континентальной коры. Они при-
надлежат известково-щелочной и высоко-калиевой
известково-щелочной серии, имеют надсубдукци-
онные характеристики и сходство с Кордильерским
I-типом гранитов. Изотопные данные указывают как
на мантийный, так и на коровый характер протоли-
та. Гранитоиды окраинно-континентальных поясов
меняют свой состав от раннего этапа их развития
(I-тип) к позднему этапу (S- и A-типы). Постаак-
креционный гранитоидный магматизм окраинно-

континентальных поясов связан с переплавлением
гетерогенной аккреционно-островодужной коры
и фиксирует более «зрелый» этап становления кон-
тинентальной коры.

Доаккреционные, аккреционные и постааккре-
ционные гранитоидные комплексы характеризуют
различные стадии формирования континентальной
коры, и последовательность их проявления отражает
последовательность и многостадийность процесса
континентообразования.

Доктор геолого-минералогических наук, вы-
пускник кафедры исторической и региональной
геологии 1986 г., профессор кафедры региональной
и исторической геологии Е.Ю. Барабошкин пред-
ставил доклад на тему «**Верхний мел Юго-Западного
Крыма: условия формирования, глобальные корре-
ляционные уровни**».

Целью проводимых работ является изучение
стратиграфии и условий формирования верхне-
меловых отложений ЮЗ Крыма, поиск аналогов
лимитотипов (GSSP) и глобальных корреляционных
уровней. К настоящему моменту изучено 18 наи-
более полных разрезов в междуречье р. Бельбек
и Бодрак, охватывающих весь верхнемеловой ин-
тервал. Комплекс методов включал седиментоло-
гическое, палеонтологическое (ихнология, макро-,
микрофоссилии), палео- и петромагнитное, а также
хемостратиграфическое изучение (стабильные изо-
топы). Основными результатами проведенных работ
являются: 1) идентификация уровней GSSP; 2) опре-
деление диахронности, иногда значительной (поряд-
ка 1 млн лет); палеонтологических видов-маркеров
границ; 3) установление значительного эндемизма
биот в разрезах соседних палеобиогеографических
областей, приводящего к исчезновению видов-
маркеров GSSP; 4) выявление скрытых перерывов
вблизи уровней GSSP; 5) предложения по фиксации
GSSP подъярусов мела. Полученные материалы
уже позволяют детально, с точностью до десятков
сантиметров, трассировать изохронные уровни
сеноманских, туронских и сантон-маастрихтских
отложений от Крыма до Поволжья.

Опыт работ позволяет наметить новый подход
к фиксации лимитотипов по сравнению с суще-
ствующим, приматом которого является биостра-
тиграфический метод. Предлагается устанавливать
границы не просто по выбранным ископаемым
видам-маркерам, но следует выбирать эти маркеры
на или вблизи уровней событий, определяемых
непалеонтологическими методами (границы маг-
нитных хронов и изотопные события), по которым
и проводить границы. В этом случае можно получить
надежный каркас стратиграфической шкалы, по-
зволяющий проводить глобальную корреляцию, не
зависящую от фаций и условий осадконакопления.
Несомненно, что при этом требуется сеть опорных
разрезов, для которых проведена подобная про-
цедура. Какой статус придавать новым границам,
следует ли считать разработанную таким образом

шкалу национальной или пытаться ее как-то адаптировать к международной, — это вопросы, которые нуждаются в дальнейшем широком обсуждении.

А.С. Якубчук, выпускник кафедры исторической и региональной геологии, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры полезных ископаемых геологического факультета, специалист в области тектоники и металлогении складчатых поясов, с большим опытом работы в крупных горных и горно-добывающих компаниях с изучением объектов по всему миру сделал доклад *«Металлогения золота в геодинамике Центральной Азии»*.

Предлагается новая модель геодинамической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и его обрамления, в которой помимо традиционных Восточно-Европейского и Сибирского кратонов важную роль играют не только также традиционные Алай-Тарим и Северный Китай, но и более удаленные кратоны Янцзы и Индокитая. Вместе последняя группа выделяется как Сино-Туран. С конца неопротерозоя до мезозоя именно ее трансляция к Восточно-Европейскому кратону, с одной стороны, и вращение по часовой стрелке Сибирского кратона, с другой стороны, сыграли решающую роль в формировании и полихронном орокладном изгибании разновозрастных магматических дуг ЦАСП.

Показано, что в ЦАСП и его обрамлении золоторудные месторождения группируются в 12 провинций. Многочисленные современные геохронологические данные по золоторудным месторождениям всех типов, включая порфировые и колчеданные, в которых золото является попутным продуктом, указывают на формирование большинства месторождений ЦАСП после распада суперконтинента Родиния, при формировании ювенильных и зрелых дуг ЦАСП, их столкновениях при сборе суперконтинента Пангея и реорганизации последнего в Евразию. Только Ангарская провинция, небольшие раннедокембрийские месторождения Алдана и также небольшие Au-колчеданные месторождения Западной Монголии сформировались до распада Родинии геодинамически не имеют отношения к эволюции ЦАСП.

Несмотря на то, что формирование Мурунтау, самого большого месторождения региона, можно увязывать со сбором суперконтинента Пангея, другие крупные и гигантские месторождения могли формироваться на любой стадии геодинамической эволюции ЦАСП. При этом образование орогенных и «гранитоидных» месторождений золота было синхронно с тектоническими деформациями и орокладными изгибаниями, а порфирово-скарн-эпитермальные системы формировались в пределах магматических дуг между тектоническими деформациями, тогда как колчеданные месторождения образовывались при рифтинге магматических дуг.

А.Ф. Читалин, кандидат геолого-минералогических наук, главный геолог Института геотехно-

логий и также выпускник кафедры исторической и региональной геологии представил доклад на тему *«Рудоконтролирующие сдвиговые зоны и тренды минерализации Дальнего Востока России»*, где рассмотрел структурные тренды минерализации и рудоконтролирующие сдвиговые структуры Колымского региона и Чукотки. Тренды минерализации имеют преимущественно сдвиговую кинематику и контролируют магматические тела и рудную минерализацию разного возраста и генезиса. Практическое значение трендов минерализации — это поисковые коридоры, в пределах которых вероятность обнаружения месторождений наиболее высокая, особенно в узлах пересечения трендов. Изучение общих закономерностей ориентировки и структурной эволюции трендов минерализации могут дополнить наши знания о геодинамике и металлогении регионов.

Конференция завершилась докладом *«Проблемы геологической съемки на территории России»*, подготовленного коллективом авторов: выпускником кафедры исторической и региональной геологии — доктором геолого-минералогических наук профессором кафедры А.В. Тевелевым, академиком РАЕН А.Ф. Морозовым, до 2004 г. возглавлявшим Департамент региональной геологии и геофизики, Департамент геологии, гидрогеологии и геофизики и Департамент геологии и использования недр, и заместителем начальника Управления геологических основ, науки и информатики А.В. Тарасовым.

Существует легенда о том, что Евгений Евгеньевич приехал на преддипломную практику и сразу получил геологическую партию и лист съемки масштаба 1:200 000. Этот лист он сделал за один сезон и защищал в качестве дипломной работы. Доклад знакомит с состоянием дел с геологической съемкой в настоящее время.

Были показаны картограммы геологической изученности РФ, в том числе, съемками масштаба 1:200 000, обеспеченность работ геофизическими, геохимическими и дистанционными основами. Продемонстрированы примеры комплектов Гостеолк-арт-200, геофизических и дистанционных основ.

Не всегда геологические проблемы можно решить традиционными методами, поэтому в последнее время в состав работ включают специализированные исследования разных типов в зависимости от геологической ситуации: литолого-фациальные, палеонтологические, петрологические, структурные и др.

Одна из главных проблем сегодня — уменьшение эффективности региональных работ на твердые полезные ископаемые, а основная причина этого — систематическое недофинансирование и снижение объемов работ региональной стадии. Для повышения эффективности геолого-разведывательных работ на твердые полезные ископаемые и повышения инвестиционной привлекательности недр предлагаются следующие меры:

1. Усиление геологического картирования масштаба 1:200 000 с целью локализации перспективных участков с прогнозными ресурсами категории P_3 .

2. Проведение крупномасштабных региональных работ — геолого-минерагенического картирования (прогнозно-минерагенических работ) масштаба 1:50 000 (1:25 000).

Ожидаемые результаты — восстановленная непрерывность геологического изучения твердых полезных ископаемых и пополненный фонд перспективных участков недр для поисково-оценочных работ и лицензирования — «поисковый задел». Реальный результат — в 2023 г. ассигнования на региональные геолого-геофизические и геолого-съёмочные работы уменьшены почти на 200 млн рублей.

Конференция показала высокий уровень выпускников кафедры исторической и региональной геологии, ныне — региональной геологии и истории Земли, которые сегодня являются академиками, членами-корреспондентами, руководителями государственных геологических ведомств и министерств, занимаются актуальными вопросами геологического строения Земли в различных его аспектах. Судя по тому, что в конференции принимали участие и студенты и аспиранты геологического факульте-

та, Е.Е. Милановский остается широко известным человеком геологического факультета.

После конференции в кафедральной аудитории в доброй дружеской обстановке прошла встреча учеников и коллег Е.Е. Милановского, прозвучали теплые воспоминания о большом друге и Учителе.

В библиотеке Геологического факультета МГУ была организована выставка, посвященная Е.Е. Милановскому, на которой были представлены учебники и монографии Евгения Евгеньевича, фотографии из семейного архива, полевые дневники и его рисунки, посвященные геологическим и архитектурным объектам.

Председатель Оргкомитета конференции: *А.М. Никишин* — доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой региональной геологии и истории Земли

Члены Оргкомитета: академик *К.Е. Дегтярев*, академик *М.А. Федонкин*, член-корр. *Н.Б. Кузнецов*

Секретарь Оргкомитета: *Т.Ю. Тверитинова* — кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры региональной геологии и истории Земли

Статья поступила в редакцию 30.09.2023,
одобрена после рецензирования 02.10.2023,
принята к публикации 22.01.2024

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ И МАТЕРИАЛОВ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ «ВЕСТНИК МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. СЕРИЯ 4. ГЕОЛОГИЯ» В 2023 ГОДУ

	№	С.
Анарбаев А.А., Саидов М.М., Корженков А.М., Назаров А.А., Корженкова Л.А., Сенцов А.А., Агибалов А.О. Последствие сильных землетрясений в руинах археологического памятника Афрасиаб (Самарканд, Узбекистан)	4	12
Бакшеев И.А., Ерохин Ю.В., Екименкова И.А., Захаров А.В., Григорьев В.В., Янаскурт В.О., Кошлякова Н.Н. Хромистый турмалин и Cr-Sb-W-содержащий рутил Каменноозерского проявления хромититов, Средний Урал, Россия	3	63
Барaboшкин Е.Ю. Первая находка <i>Pachydiscus launayi</i> De Grossouvre (Pachydiscidae, Ammonoidea) в нижнекампанских отложениях (верхний мел) Юго-Западного Крыма	1	31
Богуславский М.А., Ханин Д.А., Перетягко В.О. Генезис и стадийность минералообразования золото-серебряного месторождения Зун-Оспа (Восточный Саян)	5	18
Большаков И.Е., Фролова Ю.В., Рычагов С.Н., Чернов М.С. Закономерности изменения состава и физико-механических свойств андезитов Восточно-Паужетского термального поля под действием аргиллизации (Южная Камчатка)	5	46
Бугрова Э.М., Латыпова М.Р., Копачев Л.Ф., Гусев А.В. Фораминиферы из глиняной пульпы грязевых вулканов Керченско-Таманской области: Семигорский, сопка Андрусова, Борух-Оба	6	34
Власов Е.А., Мочалов А.Г., Вигасина М.Ф., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Минералы платиновой группы Баимского россыпного золотоносного узла, Западная Чукотка — новые данные	6	87
Габдуллин Р.Р., Сыромятников К.В., Карпова Е.В., Казуров М.Д., Пузик А.Ю., Бадьянова И.В., Казымов К.П., Меренкова С.И., Бадулина Н.В., Иванов А.В., Мигранов И.Р. Высокоточная циклическая корреляция как основа детальных палеоклиматических реконструкций Крымско-Кавказского региона в юрское время	6	16
Глумов О.А., Расторгуев А.В. Использование подземных вод для охлаждения суперкомпьютеров МГУ (на примере суперкомпьютера «Ломоносов»)	2	106
Глухова С.А., Пинигин О.В., Расторгуев А.В. Роль присдвиговых структур растяжения в субвертикальной фильтрации водонапорной системы Московского артезианского бассейна	1	97
Гоманюк Ю.А., Степанов П.Ю., Ермаков А.П. Исследование ограничений в области применимости метода однородных функций решения обратной кинематической задачи сейсморазведки	1	85
Дергачев А.Л., Шемякина Е.М. Критическое минеральное сырье для малоуглеродной энергетики	3	3
Дзюбло А.Д., Лобусев А.Д., Макарова А.Ю., Гумерова А.Н. Литолого-палеогеографические особенности формирования нижнемиоценового стратиграфического комплекса северо-восточного шельфа о. Сахалин	4	63
Егоров И.В., Большакова М.А., Крылов О.В. Сравнительный анализ нефтей из карбонатных отложений верхнеульской подсвиты и венд-кембрийских нефтегазоносных горизонтов в пределах центральной части Непско-Ботубинской антеклизы	5	78
Егорова А.Д., Исакова Т.Г., Бата Л.К., Гоев А.Ю., Хотылев О.В., Чуркина В.В., Коточкова Ю.А., Дьяконова Т.Ф., Козаков С.В., Кожевникова Н.В., Москаленко Н.Ю., Белов Н.В., Мозговой А.С., Калмыков Г.А. Оценка характера насыщенности коллекторов ачимовских отложений по каротажу в условиях низкой проницаемости и фациальной неоднородности	2	128
Енисосова Н.В., Лубкова Т.Н., Митоян Р.А., Сингх В.К. Химический состав металла христианских и языческих древностей из раскопок Великого Новгорода по данным междисциплинарных исследований	6	109
Замотина З.С., Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терёхина Я.Е., Колюбакин А.А., Гончарова А.М. Палеодолины и палеодепрессии Восточно-Приновоземельского района Карского моря	2	117
Зыков Д.С., Полещук А.В., Котова Е.А., Агибалов А.О., Мануилова Е.А., Хмаренко А.А. Характер трещиноватости в Мозырском соляном поднятии (Гомельская область, Республика Беларусь)	2	26
Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И., Тевелев А.В. Потенциальная рудоносность пород месторождения Кальмакыр Алмалыкского района (Срединный Тянь-Шань)	2	60

	№	С.
Кононченко Е.В., Петраш А.Б., Гриневский С.О. Модельная верификация данных мониторинга уровней грунтовых вод	3	77
Копачевич Л.Ф., Яковичина Е.В., Митрофанова Н.О., Никишин А.М., Бордунов С.И. Опорный разрез верхнего маастрихта горы Клементьева (Юго-Восточный Крым)	6	24
Коптев Е.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.И., Правикова Н.В., Борисенко А.А., Володина Е.А. Механизм внедрения раннекаменноугольного Неплюевского массива по петромагнитным данным (Южный Урал) .	1	35
Корженков А.М., Анарбаев А.А., Усманова М.Т., Нурматов У.А., Насреддинов Ш.Н., Артиков У.Л., Захидов Т.К., Юсупджанова У.А., Корженкова Л.А., Сенцов А.А., Агibalов А.О. Сейсмические катастрофы в Ахсикете (Ахси) — столице Ферганы в эпоху Тимура и Тимуридов	1	20
Кочетов М.В., Шепелев А.А., Чельишев С.В. Возможности набортных гравиметрических и гидромагнитных исследований при решении инженерно-геологических задач на шельфе	3	88
Краснова Е.А., Бычков А.Ю., Кривоуцкая Н.А., Веливецкая Т.А., Косоруков В.Л. Методика определения изотопного состава серы в ультрабазит-базитовых породах с низким ее содержанием	5	72
Криулина Г.Ю., Вяткин С.В., Бардухинов Л.Д., Седых Е.М., Копчиков М.Б., Гаранин В.К. Алмазы трубки Пионерская — морфология, спектроскопия, перспективы	6	77
Крылов И.О., Никулин И.И. Новые данные об условиях локализации и составе сульфидных медно-никелевых руд западной части Октябрьского месторождения Норильского района	3	98
Кудаев А.А., Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М., Видищева О.Н., Соловьева М.А., Корост Д.В. Флюидоразгрузка как фактор формирования субаквального оползня «Красноярский», озеро Байкал	2	66
Кузовлев С.С., Кротова А.Г., Моторова К.А. Оценка коэффициента вытеснения нефти водой в коллекторах с предельно низкой начальной насыщенностью	2	93
Кулешова М.Л., Шимко Т.Г., Данченко Н.Н., Авилина И.В., Степанова Н.Ю., Сергеев В.И. Природные глинистые грунты как материалы для создания инженерных барьеров безопасности при захоронении радиоактивных отходов	4	143
Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Чуркина В.В., Карпова Е.В., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А. Геохимические особенности микробиальных карбонатов абалакской и георгиевской свит на территории Западной Сибири	4	49
Латыпова М.Р., Прокофьев В.Ю., Балушкина Н.С., Коточкова Ю.А., Чуркина В.В., Иванова Д.А., Махнутина М.Л., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А. Геохимические характеристики флюидных включений как индикаторы степени преобразованности органического вещества из юрских отложений Ем-Еговской вершины (Красноленинский свод, Западная Сибирь)	2	79
Ли Гогуй, Гайнанов В.Г., Зверев А.С. Некоторые черты геологического строения донных отложений вокруг острова Беннета по сейсмоакустическим данным	6	130
Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Яблонская Д.А., Филатова О.Р., Дмитриева Л.А. Состав и формы нахождения элементов в воде родников южной части городского округа Балашиха (Московская область) ..	2	139
Лыгина Е.А., Чижова Е.Р., Правикова Н.В., Овчинникова Е.А. Палеогеография становления эоценовой нуммулитовой банки в Юго-Западном Крыму по литологическим и палеонтологическим данным	4	31
Маловичко А.А., Коломиец М.В., Рузайкин А.И. Сейсмологический мониторинг России в 2022 году	5	40
Марунова Д.А., Пронина Н.В., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Савостин Г.Г., Вайтехович А.П., Калмыков Г.А. Эволюция биокластов при катагенезе в породах баженовского горизонта на территории фроловской нефтегазоносной области	5	87
Меренкова С.И., Коровников И.В., Габдуллин Р.Р. Литолого-геохимические особенности и палеоклиматические условия формирования пород верхоленской серии	4	20
Меренкова С.И., Малахова Л.В., Иванов В.Е., Малахова Т.В., Бобко Н.И., Капранов С.В. Геохимические особенности осадконакопления в Севастопольской бухте в голоцене	2	44
Модин И.Н., Шевченко В.А., Ерохин С.А., Красникова А.М. Геофизические исследования курганного некрополя Гнездилово-12 (Суздальское Ополье)	5	3
Никишин А.М., Сколотнев С.Г., Фоулджер Дж.Р., Родина Е.А., Алёшина К.Ф., Посаментьер Х.У., Черных А.А. Строение коры поднятия Менделеева в Арктическом океане: синтез данных сейсморазведки и опробования горных пород	6	3
Никулин И.И., Калашиников А.О., Крылов И.О., Михайлова Ю.А., Грошев Н.Ю., Кадыров Р.И. Фрактальный анализ состава и строения сульфидных вкрапленных руд в пикритовых габбро-долеритах Октябрьского месторождения (Норильский рудный узел)	1	60

	№	С.
Поздняков С.П., Ведяшкина В.В., Филимонова Е.А., Позднякова Н.И. Ретроспективный анализ многолетних колебаний уровней воды в Докучаевском колодце в Каменной Степи	4	110
Полещук А.В., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Агибалов А.О., Сенцов А.А. К проблеме происхождения дислокаций в песчаных отложениях голоцена Онежской структуры Балтийского щита	2	14
Попов Д.Д., Пушкарев П.Ю. Чувствительность магнитотеллурических зондирований к типичным аномалиям электропроводности в тектоносфере	6	134
Поташев К.А., Баушин В.В., Мазо А.Б., Рамазанов Р.Г., Шелепов В.В. Проектирование положения изолирующего материала в обводненном слое суперколлектора для пятиточечной схемы заводнения нефтяного пласта	6	144
Правикова Н.В., Коротаев М.В., Старцева К.Ф., Беляев М.О., Никишин А.М. Этапы формирования инвертированного Пегтымельского рифта по результатам кинематической реконструкции (Чукотское море)	3	31
Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Гетерогенное строение литосферы антарктического сектора Южной Атлантики по результатам плотностного моделирования	4	3
Савенко А.В., Савенко В.С. Растворимость CaF_2 в морской воде нормальной и повышенной солености (в связи с генезисом флюорита в осадочных породах)	5	26
Савостин Г.Г., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Калмыков Г.А. Экспериментальные данные по изучению кинетики преобразования органического вещества в образце баженовской сланцевой формации Западной Сибири	5	96
Садиров Р.М., Юсупов А.Б., Усманова Ш.В., Тевелев А.В. Метасоматиты золоторудных месторождений и их взаимоотношение с оруденением горы Ауминзатау (Центральные Кызылкумы)	5	13
Салаватова Д.С., Бычков Д.А., Фяйзуллина Р.В. Адсорбция ртути (II) на глинах майкопской серии и грязе-вулканических глинах	6	100
Сорокин В.М., Янина Т.А., Лукиша В.Л. О времени последней связи Каспийского и Черного морей в позднем плейстоцене	1	75
Сорокин В.М., Янина Т.А., Романюк Б.Ф. О возрасте верхнечетвертичных отложений Северного Каспия	4	75
Степанов П.Ю., Гоманюк Ю.А. Алгоритмы глубинной кинематической миграции в двумерных средах ..	6	114
Суринский А.М., Гужигов А.Ю., Шелепов Д.А., Габдуллин Р.Р. Результаты циклостратиграфического анализа петромагнитных и геохимических данных по стратотипу свиты белгородни (датский ярус Саратовского Правобережья)	4	42
Суханова Т.В., Макарова Н.В., Стафеев А.Н., Надежка Л.И., Трегуб А.И., Ежова И.Т., Семенов А.Е. Причины тектонической и сейсмической активности зоны Лискинского разлома (юго-восточная часть Воронежского поднятия Восточно-Европейской платформы)	3	11
Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р., Левитан М.А. Количественные параметры диагенетических преобразований в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг (Норвежское море) в зависимости от условий их накопления	6	55
Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Деев Е.В. Геодинамика Катунского разлома (Горный Алтай) по структурно-кинематическим данным	1	46
Трофимов В.Т., Королев В.А. Общая классификация геологических процессов для целей инженерной геологии	4	99
Ульянцев А.С., Иванников С.И., Братская С.Ю., Чаркин А.Н. Радиоактивность поверхностных донных осадков Чаунской губы. Анализ природных и антропогенных факторов	6	67
Ульянцев А.С., Полякова Н.В. Характеристика элементного состава донных отложений и многолетнемерзлых пород губы Буор-хая (море Лаптевых)	6	44
Фалалеева А.А., Шелков Я.Ю., Чевеверев В.Г., Брушков А.В. Оценка изменения несущей способности мерзлых грунтов при возможном изменении температуры и оттаивании вечной мерзлоты в арктической зоне Российской Федерации к середине XXI века	5	105
Филимонова Е.А., Барановская Е.И., Соколовская М.А., Харитонова Н.А. Оценка температурных условий формирования минеральных вод Ессентукского месторождения, регион Кавказские минеральные воды	4	127
Фокин П.А. Системы дизъюнктивных нарушений в верхнемеловых породах на северо-восточном склоне плато Чуфут-Кале (Бахчисарайский р-н, Крым)	3	22

	№	С.
Фокин П.А., Латыпова М.Р., Федяевский А.Г., Гатовский Ю.А., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Шадчнев Н.А., Буткеев А.С., Соклаков И.Б. Модель вдвигового оползневового клина с последующим гидравлическим разрывом, как объяснение формирования аномального разреза баженовской свиты на севере Западной Сибири. Статья 1. Описание разреза, литология, палинология	2	33
Фокин П.А., Латыпова М.Р., Федяевский А.Г., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Шадчнев Н.А., Буткеев А.С., Соклаков И.Б., Гатовский Ю.А., Коточкова Ю.А. Модель вдвигового оползневового клина с последующим гидравлическим разрывом, как объяснение формирования аномального разреза баженовской свиты на севере Западной Сибири. Статья 2. Описание комплекса мезоструктур в керне и модели формирования аномального разреза	3	39
Хотылев А.О., Копачев Л.Ф., Латыпова М.Р., Прошина П.А., Майоров А.А., Ольховский С.В., Щепелев Ф.С. Поставки строительного камня в Северное Причерноморье в середине 1-го тысячелетия до н. э. по данным микропалеонтологического анализа	1	3
Челноков Г. А., Харитонов Н. А., Лаврушин В. Ю., Айдаркожина А. С., Женг Г. Редкоземельные элементы в водах грязевых вулканов Керченско-Таманской области	5	58
Чу Ц., Иванов М.А., Никишин А.М. Генетические типы грязевого вулканизма в районах Cydonia и Acidalia на Марсе	2	3
Чуркина В.В., Мозговой А.С., Коточкова Ю.А., Кляжников Д.В., Егорова А.Д., Исакова Т.Г., Дьяконова Т.Ф., Калмыков Г.А., Талдыкин С.А., Кристя Е.Е. Влияние биотурбации на петрофизические характеристики коллекторов на примере нижнемеловых отложений Северного Каспия	3	49
Шарилов Ф.А., Киреева Т.А. Причины техногенного загрязнения вод верхних водоносных горизонтов вследствие разработки нефтяных и газовых месторождений Татарского свода	5	32
Штенгелов Р.С., Поздняков С.П. Дебит скважины с заданным уровнем на сеточных моделях напорных и безнапорных потоков	2	99
Щеклеина М.Д., Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Давыдова В.О., Биндеман И.Н. Петрология голыгинских игнимбритов (Южная Камчатка)	4	86
История науки		
Кожанов Д.Д., Большакова М.А. Краткая история исследования нефтегазоносности Волго-Уральского бассейна. Взгляд из XXI века	5	117
Краткие сообщения		
Савенко А.В., Савенко В.С. Роль диоксида марганца во вторичном загрязнении пресноводных водоемов (по данным экспериментального моделирования)	2	152
Хроника		
Еремин Н.Н., Успенская М.Е. Итоги работы государственных экзаменационных комиссий (ГЭК) на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова в 2022 г.	1	110
К юбилею Евгения Евгеньевича Милановского (1923–2012)	6	156
Конференция «К 100-летию академика Е.Е. Милановского»; МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва	6	159

УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н.Н. ЕРЕМИН — **главный редактор**, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
Р.В. ВЕСЕЛОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
Д.Г. КОЩУТ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. КУВШИНОВ — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
ПЕНДА ЧЖАО — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета, профессор Китайского университета наук о Земле
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
СЭНЖЕНГ ЛИ — профессор Университета океанологии Китая
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Р. ФОГЛЕР — профессор Даремского университета
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 22.01.2024. Формат 60×90¹/₈.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 21,0. Уч.-изд. л. 14,6. Тираж экз.

Изд. № 12282. Заказ

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15

(ул. Академика Хохлова, 11)

Тел.: (495) 939-32-91; *e-mail:* secretary@msupublishing.ru

ISSN 0201-7385
ISSN 0579-9406

ИНДЕКС 70995 (каталог «Роспечать»)
ИНДЕКС 34114 (каталог «Пресса России»)