

# Вестник Московского университета

## ГЕОЛОГИЯ

Серия 4

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

№ 6 • 2022 • НОЯБРЬ–ДЕКАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

### СОДЕРЖАНИЕ

Короновский Н.В., Мышенкова М.С. Вулкан Эльбрус без ледникового покрова ..	3
Суханова Т.В., Стafeев А.Н., Макарова Н.В. Роль Семилуки-Липецкого разлома в новейшей структуре восточного склона Воронежского поднятия .....	13
Габдуллин Р.Р. Палеоклиматические реконструкции методом высокоточной циклической корреляции на примере разрезов мезозоя–кайнозоя Северной Евразии .....	23
Назарова В.М., Кирилишина Е.М., Кононова Л.И., Карпова Е.В., Демьянков С.С. Модель конодонтовых биофаций мелководных палеообстановок франского яруса (поздний девон) .....	35
Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Бакай Е.А., Полудеткина Е.Н., Сыромятников К.В., Казуров М., Мигранов И.Р., Бордунов С.И., Устинова М.А., Ростовцева Ю.И., Мамонтов Д.А., Бадулина Н.В., Иванов А.В. Литолого-geoхимическая и палеогеографическая характеристики мезозойско-кайнозойских отложений Енисей-Хатангского прогиба .....	46
Казак Е.С., Родькина И.А., Сорокоумова Я.В. Лабораторные методы определения водосодержания низкопроницаемых пород-коллекторов .....	56
Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Габдуллин Р.Р., Карпова Е.В., Пузик А.Ю., Бадьянова И.В., Волкова М.А., Казымов К.П. Условия формирования кремнистых пород нижнего–среднего кембрия на юго-востоке Сибирской платформы .....	71
Коршунов Д.М., Мурдмаа И.О., Щербаков В.Д. Петрография вулкано-эдафогенного грубообломочного материала из трансформного разлома Вима (Центральная Атлантика)	83
Гоев А.Г. Первые результаты моделирования глубинного скоростного строения восточной окраины протократона Сарматия по данным сейсмической станции «Александровка» методом продольных функций приемника .....	88
Константиновская Н.Л., Гоев А.Г. Данилова Т.В. Возможные последствия воздействия техногенных сейсмических событий на геологическую среду центральной части Восточно-Европейской платформы по данным малоапертурной сейсмической группы «Михнево» .....	95
Казак Е.С., Филимонова Е.А., Преображенская А.Е. Микро- и нанопластики в природных водах России и проблемы его определения .....	110
Киреева Т.А., Корзун А.В. Новые данные о повышенном содержании бария в пластовых водах нижнемеловых и юрских отложений Красноленинского свода (Западная Сибирь)	124
Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Яблонская Д.А., Филатова О.Р. Геохимическая характеристика вод родников Пушкинского района Московской области .....	129
Судакова М.С., Брушков А.В., Великин С.А., Владов М.Л., Зыков Ю.Д., Неклюдов В.В., Оленченко В.В., Пушкарев П.Ю., Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Царев А.М. Геофизические методы в геокриологическом мониторинге .....	141
Крылов О.В., Лубнина Н.В., Владов М.Л., Модин И.Н., Брянцева Г.В., Косевич Н.И., Паленов А.Ю., Скobelев А.Д., Гущин А.И., Осадчий В.О., Евстигнеев В.П., Фадеев А.А. Создание учебного полигона по комплексному геолого-геофизическому изучению трещиноватости в пределах Юго-Западного Крыма (мыс Фиолент, Гераклейское плато) .....	152
Степанов П.Ю., Гоманюк Ю.А. Математическое моделирование кинематики сейсмических волн в сложнопостроенных средах .....	167
<b>Краткие сообщения</b>	
Лебедев А.Л., Авилина И.В. Исследования кинетики реакций растворения гипсоангидритов в воде на начальных стадиях .....	179
Указатель статей и материалов, опубликованных в журнале в 2022 г. ....	182

## CONTENTS

Koronovsky N.V., Myshenkova M.S. Elbrus volcano without glacial cover.....	3
Sukhanova T.V., Stafeev A.N., Makarova N.V. The role of the Semiluky-Lipetsky Fault in the recent structure of the eastern slope of the Voronezh uplift.....	13
Gabdullin R.R. Paleoclimatic reconstructions by the method of high-precision cyclic correlation on the example of Meso-Cenozoic sections of Northern Eurasia.....	23
Nazarova V.M., Kirilishina E.M., Kononova L.I., Karpova E.V., Demyankov S.S. The conodont biofacies model of shallow paleoenvironments in Frasnian (Late Devonian)	35
Gabdullin R.R., Puzik A.Yu., Merenkova S.I., Bakai E.A., Poludetkina E.N., Syromyatnikov K.V., Kazurov M.D., Migranov I.R., Bordunov S.I., Ustinnova M.A., Rostovtseva Yu.I., Mamontov D.A., Badulina N.V., Ivanov A.V. Lithological-geochemical and paleogeographic characteristics of Mesozoic-Cenozoic deposits of the Yenisei-Khatanga trough .....	46
Kazak E.S., Rodkina I.A., Sorokoumova Y.V. Laboratory evaluation methods of water saturation in shales .....	56
Merenkova S.I., Kalmykov G.A., Gabdullin R.R., Karpova E.V., Puzik A.Yu., Badianova I.V., Volkova M.A., Kazymov K.P. Conditions for the formation of siliceous rocks of the Lower-Middle Cambrian in the southeast of the Siberian Platform .....	71
Korshunov D.M., Murdmaa I.O., Sherbakov V.D. Petrology of volcanic-edaphogenic coarse clastic material from the Wima transform fault, central Atlantic.....	83
Goev A.G. Deep velocity structure of the eastern margin of the Sarmatian protocraton based on the «Aleksandrovka» seismic station data from the receiver function technique .....	88
Konstantinovskaya N.L., Goev A.G., Danilova T.V. Possible consequenses of the technogenic seismic impact on geological environment of the central part of East European craton from the small-aperture seismic group «Mikhnevo» .....	95
Kazak E.S., Filimonova E.A., Preobrazhenskaya A.E. Micro- and Nanoplastics pollution in the Aquatic Environments in Russia and detection problems .....	110
Kireeva T.A., Korzun A.V. New data on the increased content of barium in the formation waters of the Lower Cretaceous and Jurassic deposits of the Krasnolenninsky dome (Western Siberia)	124
Lipatnikova O.A., Lubkova T.N., Yablonskaya D.A. Filatova O.R. Geochemical assessment of the spring's waters in the Pushkinsky district, Moscow region .....	129
Sudakova M.S., Brushkov A.V., Velikin S.A., Vladov M.L., Zykov Yu.D., Nekljudov V.V., Olenchenko V.V., Pushkarev P.Yu., Sadurtdinov M.R., Skvortsov A.G., Tsarev A.M. Geophysical methods in permafrost monitoring .....	141
Krylov O.V., Lubnina N.V., Vladov M.L., Modin I.N., Bryantseva G.V., Kosevich N.I., Palenov A.Yu., Skobelev A.D., Gushchin A.I., Osadchiy V.O., Evstigneев V.P., Fadeev A.A. Creation of a training ground for the complex geological and geophysical study of fracturing within the south-western Crimea (Cape Fiolent, Heraclea Plateau).....	152
Stepanov P.Yu., Gomanyuk J.A. Mathematical modeling of seismic wave kinematics in complex media.....	167
 <b><i>Brief messages</i></b>	
Lebedev A.L., Avilina I.V. Studies of the kinetics of the reaction of dissolution of gypsum-anhydrite rocks in water in their initial stages.....	179
 <i>Index of articles and materials published in journal in 2022 year .....</i>	
	182

*Посвящается 270-летию Московского университета*

УДК 551.21 (234.9)

## ВУЛКАН ЭЛЬБРУС БЕЗ ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА

**Николай Владимирович Короновский<sup>1</sup>, Мария Сергеевна Мышенкова<sup>2✉</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; koronovsky@rambler.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; zf12@rambler.ru

**Аннотация.** Рассмотрено размещение разновозрастных вулканогенных образований собственно Эльбруса, Палеоэльбруса и автономных центров извержений в пределах современной вулканической постройки Эльбруса и ее окрестностей. Показана предполагаемая последовательность формирования этих вулканогенных образований, установленная при помощи геоморфологического метода по морфологии поверхности лавовых потоков, а также по соотношению вулканогенных образований между собой, с четвертичными отложениями других генетических типов и с формами рельефа.

**Ключевые слова:** Эльбрус, Центральный Кавказ, вулканализм, четвертичные вулканиты, дациты, геоморфологический метод

**Для цитирования:** Короновский Н.В., Мышенкова М.С. Вулкан Эльбрус без ледникового покрова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 3–12.

## ELBRUS VOLCANO WITHOUT GLACIAL COVER

**Nikolai V. Koronovsky<sup>1</sup>, Maria S. Myshenkova<sup>2✉</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; koronovsky@rambler.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zf12@rambler.ru

**Abstract.** The article considers the distribution of different ages volcanic formations of Elbrus volcano, Paleo-Elbrus and autonomous eruption centers within the modern volcanic structure of Elbrus and its environs. The proposed generation sequence of these volcanogenic formations is shown, which was established using the geomorphological method by the morphology of the lava flows' surface, as well as by the ratio of volcanogenic formations to each other, with Quaternary deposits of other genetic types, and with landforms.

**Key words:** Elbrus, Central Caucasus, volcanism, Quaternary volcanic rocks, dacites, geomorphological method

**For citation:** Koronovsky N.V., Myshenkova M.S. Elbrus volcano without glacial cover. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 3–12. (In Russ.).

**Введение.** Вулкан Эльбрус — высочайшая вершина Европы (5642 м), расположена в Боковом хребте Большого Кавказа и покрыт ледниковым панцирем. Средняя толщина ледников Эльбруса по данным аэрорадиозондирования и наземных детальных радиолокационных съемок, проведенных в 2013, 2014 и 2017 гг., составляет  $44,9 \pm 7,3$  м, а максимальные значения толщины льда — 254 м — приходятся на Западное ледниковое плато в привершинной области [Ледники..., 2020]. Площадь ледников в 2017 г. составляла  $112,20 \pm 0,58$  км<sup>2</sup> [там же].

Собственно вулканический конус Эльбруса имеет асимметричное строение: западный склон более узкий, крутой и расчлененный, тогда как восточный более широкий и пологий. Еще положе и протяженнее выглядят северные склоны и подножие вулкана, тогда как южные склоны обладают меньшей шириной, но большей крутизной. Соответственно этому рельефу ведут себя и многочисленные ледники, спускающиеся с Эльбруса языками во все стороны.

В некоторой степени характер размещения ледникового покрова Эльбруса и его толщина связаны с геологическим строением вулкана, в чем можно будет убедиться при рассмотрении распределения

в пределах конуса разновозрастных вулканических толщ и потоков.

**Результаты исследований и их обсуждение.** Наиболее древние четвертичные вулканиты в пределах Эльбруссской вулканической постройки обнажаются на дневной поверхности восточнее ледника Улумалиендерку и слагают скальную гряду у перевала Ирикчат. В первом случае однородная толща светло-серых вулканитов с флюмме-текстурой мощностью до 150 м залегает на расчлененном древнем рельефе, выработанном в палеозойских гранитах на высоте от 3 до 3,4 км.

У перевала Ирикчат на высоте около 3,75 км на развитой в палеозойских гранитах постмезотической коре выветривания [Мышенкова, 2021] залегают вулканогенно-осадочные и осадочные отложения видимой мощностью до 20 м, которые, в свою очередь, с размывом и небольшим угловым несогласием перекрыты горизонтально залегающими серыми и сиренево-серыми вулканитами с флюмме-текстурой мощностью до 15 м.

Они сложены флюидолитами — продуктами глубинной декомпрессионной эксплозии флюидов, имеют риодацитовый состав. По петрографическому

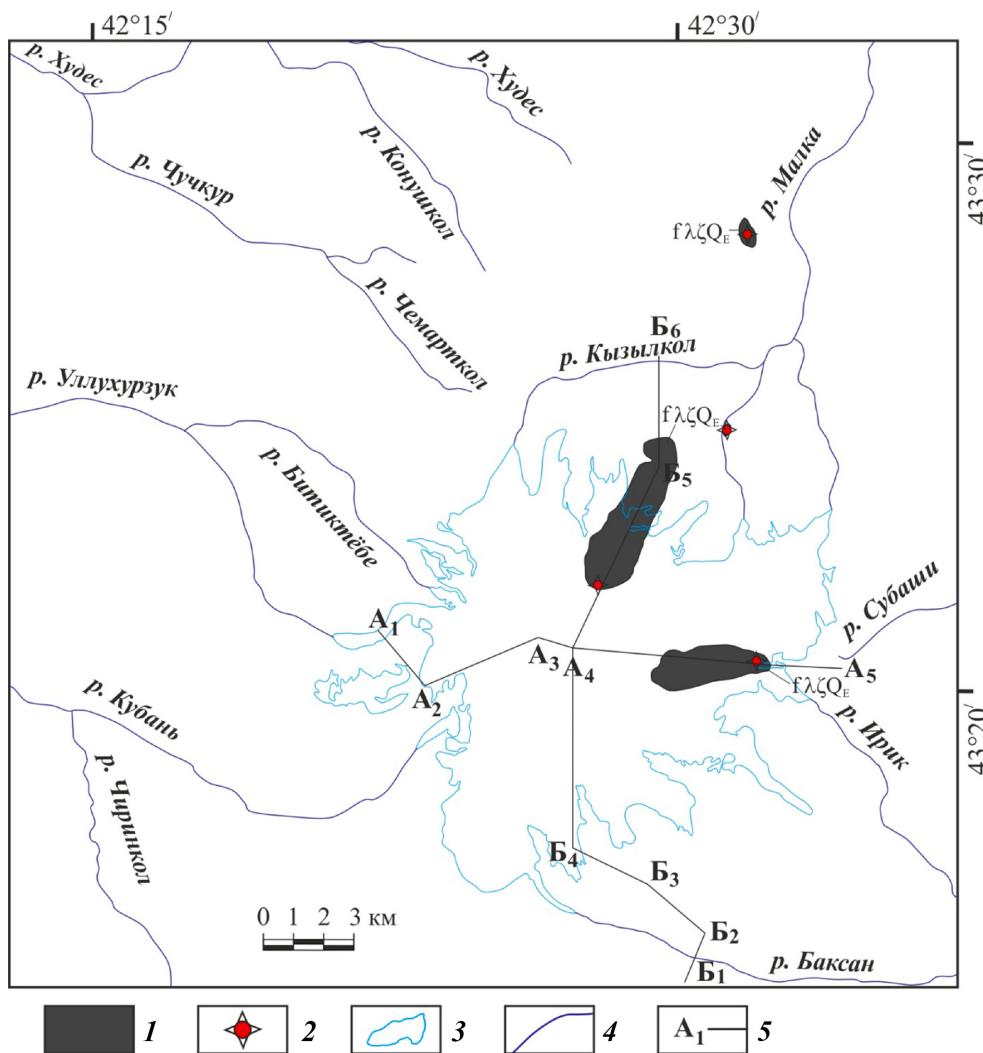


Рис. 1. Распространение вулканитов Эльбруссского центра в эоплейстоцене: 1 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений; 2 — центры извержений; 3 — контуры современных ледников; 4 — реки; 5 — линии разрезов, представленных на рис. 7 и 8

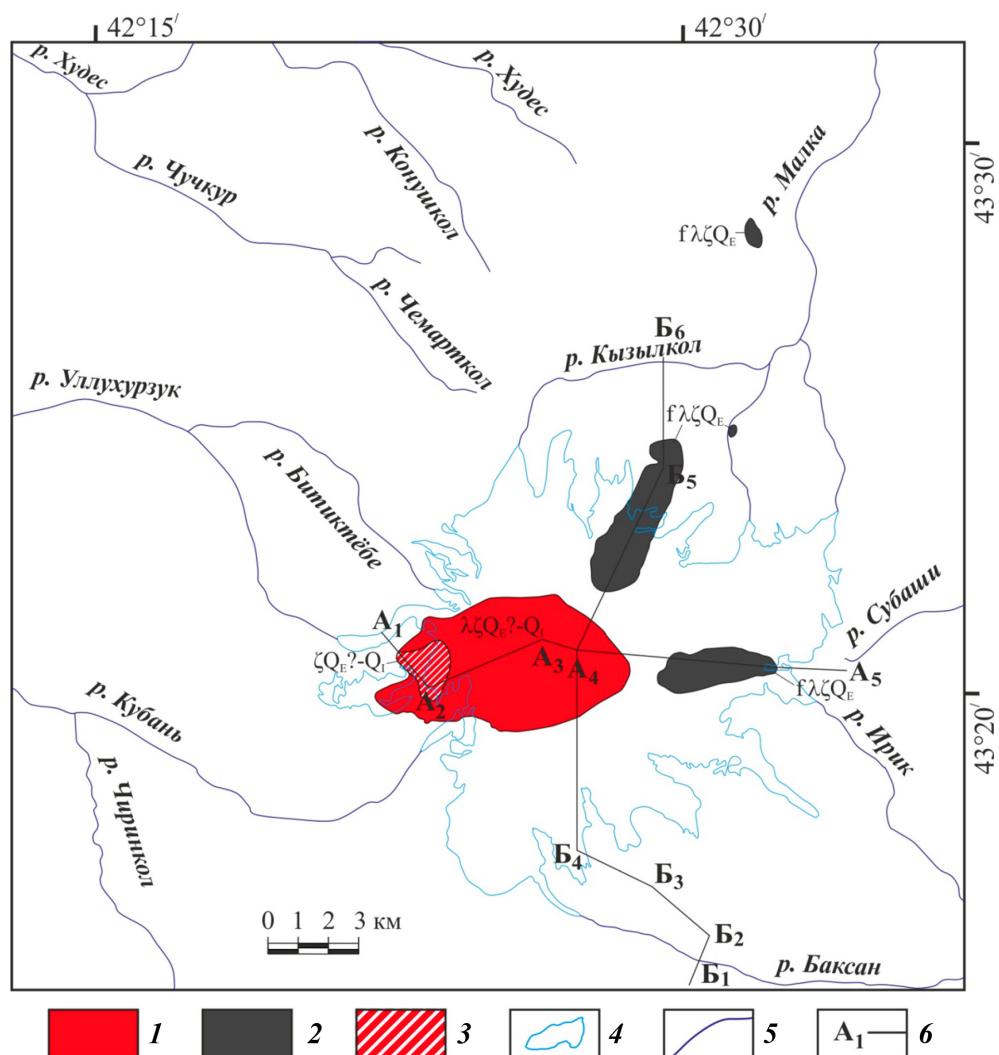
облику и петрохимическому составу они схожи с вулканитами, слагающими относительно невысокую г. Тузлук, расположенную севернее Передового хребта на Бечасынском плато, и гребневидное тело на правом берегу в верховьях р. Бирджалысу (рис. 1). Строение этих геологических тел, структурно-текстурные особенности пород и содержащиеся в них ксенолиты свидетельствуют в пользу их образования в результате извержений из автономных центров, а сходство их петрохимического состава и строения на макроуровне, вероятно, обусловлены их близодновременным формированием [Мышенкова, 2021].

Абсолютный возраст флюидолитов другие исследователи определяли Rb-Sr и K-Ar методами по биотиту, санидину, мусковиту и основной массе [Чернышев и др., 2014], U-Pb SHRIMP-цирконометрии [Газеев, 2003], методом электронного парамагнитного резонанса по породообразующему кварцу (далее Q-ЭПР) [Природные..., 2004], LA-ICP-MS по циркону [Bindeman et al., 2021]. Значения, полученные K-Ar и Rb-Sr методами, находятся в диапазоне 2,6–3,3 млн лет, в то время как значения, полученные методом U-Pb SHRIMP-цирконометрии и LA-ICP-MS методами, лежат в диапазоне 1,9–2,0 млн лет. Что касается относительного возраста рассматриваемых

образований, то нижний возрастной предел формирования флюидолитов горы Тузлук определяется временем завершения образования акчагыльской поверхности выравнивания, она представлена поверхностью Бечасынского плато, на которую они налегают. Эволюция же химического состава продуктов Эльбруссского центра свидетельствует в пользу образования флюидолитов до начала проявления активности вулкана, называемого Палеоэльбрус [Лебедев и др., 2011], или Кюкюртли [Газеев, 2003].

Фрагменты разреза продуктов извержений этого более древнего вулкана обнажены в отвесных стенах западного склона между ледниками Кукуртли и Уллукам, в то время как основная часть этих продуктов, скорее всего, скрыта под образованиями собственно вулкана Эльбрус и ледниками (рис. 2). Вулканогенные отложения залегают на слаборасчлененной поверхности древнего эрозионного рельефа, выработанного в кристаллических породах зоны горст-антеклиниория Главного хребта с абсолютными отметками водораздельных частей от 3,55–3,6 до 3,8 км. Самая древняя сложнопостроенная толща состоит из чередования лав и лавобрекций риодацитового и дацитового состава, а в правом борту ледника Уллукам в подчиненном количестве присутствуют еще агломератовые туфы и линзовидные

Рис. 2. Распространение вулканитов Эльбруссского центра в конце раннего неоплейстоцена: 1 — эоплейстоцен(?)—нижнеоплейстоценовые вулканиты риодацитового и дацитового состава; 2 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений; 3 — дациты экструзивного массива Кюкюртли (эоплейстоцен(?)—ранний неоплейстоцен); 4 — контуры современных ледников; 5 — реки; 6 — линии разрезов, представленных на рис. 7 и 8



прослои туфопесчаников. Для нижней части толщи характерно присутствие налета и гнезд серы, содержание которой в некоторых образцах достигает 50% [Короновский, 1968].

Элементы залегания вулканогенных образований толщи, приводимые разными авторами [Милановский, Короновский, 1973; Газеев, 2003], отличаются, поэтому они нуждаются в уточнении. Толща прорвана экструзивным массивом Кюкюртли, вытянутым в плане в меридиональном направлении (рис. 2). На рвущий характер экструзии указывает выявленная зона эндо- и экзоконтакта, а также отходящая во вмещающие вулканиты от контактовой зоны экструзии выклинивающаяся апофиза [Газеев, 2003]. Характер строения массива, наблюдающийся в вертикальной стене (вершинная поверхность в виде зубцов клиновидной формы и субвертикальная трещиноватая отдельность), может указывать на почти вертикальное внедрение лавовых масс разной вязкости, так как энергетически выгоднее смещать вязкую массу целыми слоями, когда работа на преодоление трения сосредоточена на ограниченном количестве поверхностей, по которым перемещаются пластины вязкой магмы. Геоморфологическим методом относительный возраст описанных образований ранее был установлен как позднеапшеронский

[Милановский, Короновский, 1973], и сейчас он может соответствовать эоплейстоцену или раннему неоплейстоцену. Раннему неоплейстоцену соответствуют и датировки, полученные методами U-Pb SHRIMP [Газеев, 2003], K-Ar по биотиту и основной массе [Чернышев и др., 2014] и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  [Гурбанов и др., 2021]; метод Q-ЭПР дает существенно более молодые значения [Природные..., 2004], причем как в рассмотренном случае, так и в других.

В районе перевала Кюкюртлю на вышеописанной древней толще вулкана ПалеоИльбрус (или Кюкюртли), а также на левом борту ледника Уллукам залегают риодацитовые и дацитовые туфы мощностью около 20 и 30–40 м соответственно. Эти туфы, вероятно, уже представляют собой продукты активности собственно вулкана Эльбрус, который, судя по геолого-геоморфологическим данным, начал активизироваться в среднем неоплейстоцене. На этих туфах согласно залегают дацитовые лавы и лавобрекции общей мощностью до 150 м, а в правом борту ледника Уллукам они с угловым несогласием перекрывают вулканогенную толщу ПалеоИльбруса. Вулканиты, приблизительно одновозрастные с упомянутыми эфузивами, вероятно, распространены южнее и обнажены между ледниками № 311 и 312, на запад от ледников № 310 и 311 и на юг от части

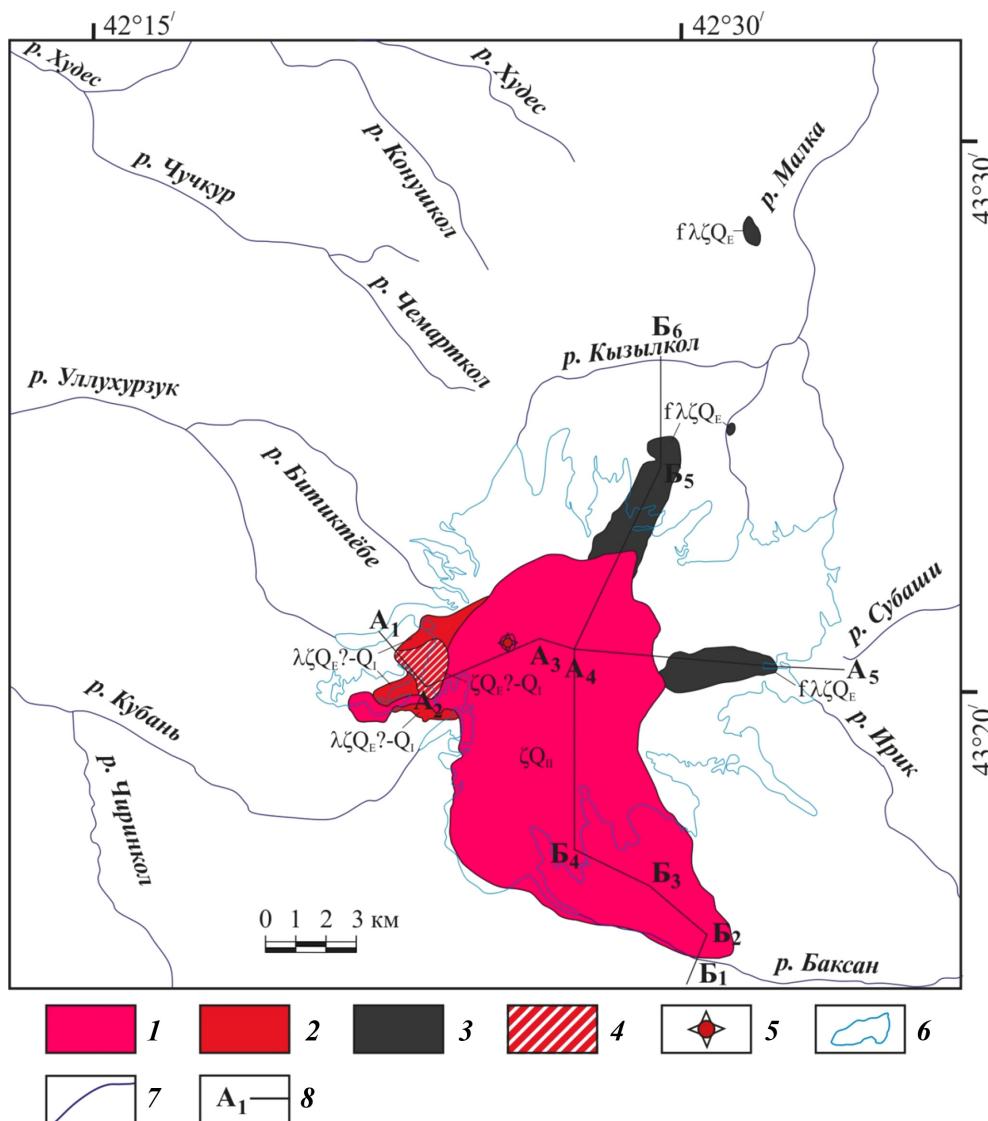


Рис. 3. Распространение вулканитов Эльбруссского центра в конце среднего неоплейстоцена: 1 — средненеоплейстоценовые вулканиты дацитового состава; 2 — эоплейстоцен(?)—нижненеоплейстоценовые вулканиты риодацитового и дацитового состава; 3 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений; 4 — дациты экструзивного массива Кюкортли (эоплейстоцен(?)—ранний неоплейстоцен); 5 — центры извержений; 6 — контуры современных ледников; 7 — реки; 8 — линии разрезов, представленных на рис. 7 и 8

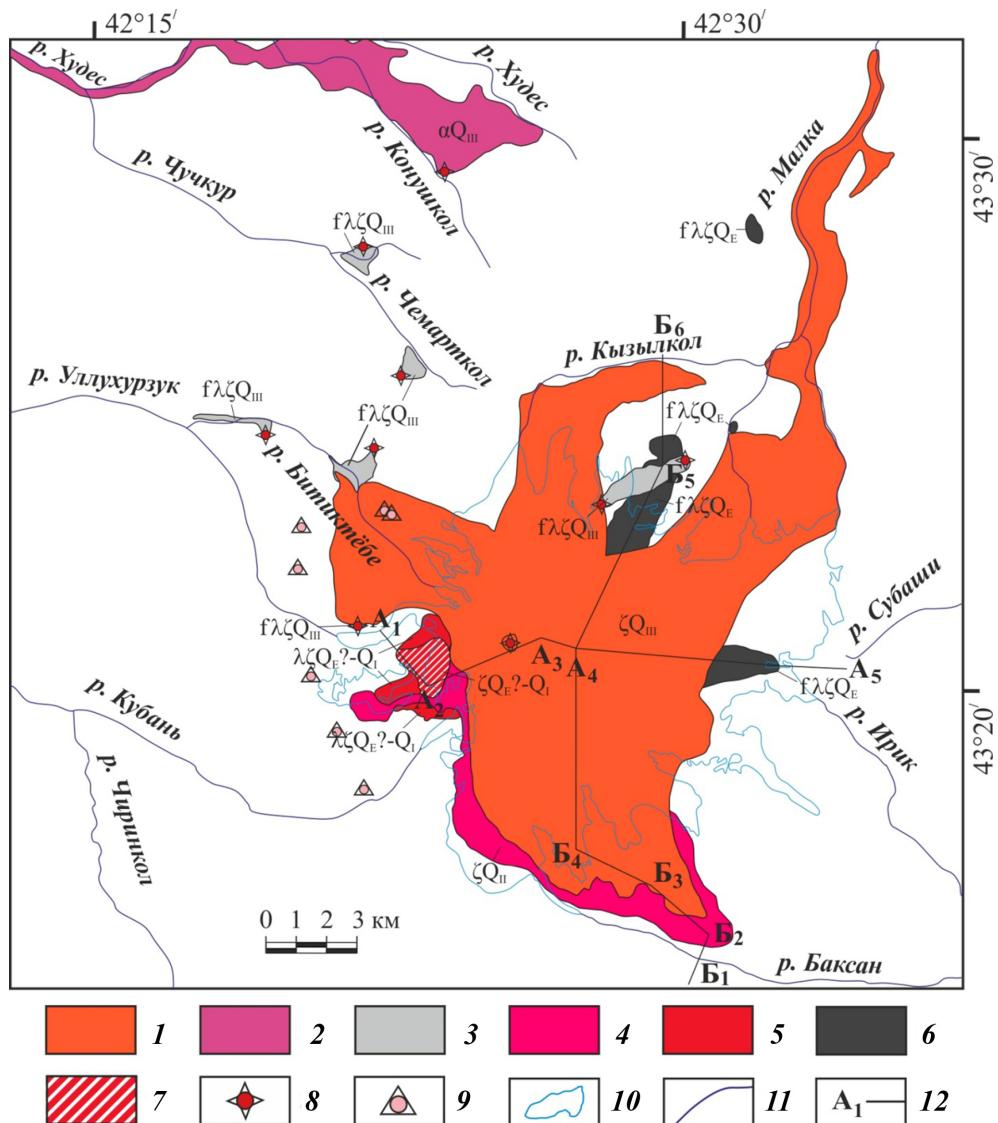
ледника Большой Азау, отделившимся от его основного тела [Ледники..., 2020] (рис. 3).

Существенно более молодые средненеоплейстоценовые дацитовые лавы обнажены на южном склоне Эльбруса на участке между восточным краем языка ледника Большой Азау и руслом р. Терскол (рис. 3). Они залегают на расчлененном эрозионном рельефе на относительной высоте от 120 до 300 м над руслами рек и представлены дацитами с пологим наклоном на юг [Короновский, 1968]. Эти дациты слагают I (нижний) ярус лав южного склона из пяти стратиграфических ярусов лав, выделенных авторами работы [Лебедев и др., 2010]. Выше по разрезу они перекрыты более молодыми дацитами, образованными уже в позднем неоплейстоцене, либо до первой фазы безенгийского оледенения, либо между первой и второй фазами безенгийского оледенения, соответствующего в альпийской схеме оледенению Вюром, или же во время обоих упомянутых межледниковых (рис. 4). К этим эфузивам, скорее всего, относятся дациты II, III и IV ярусов лав. На западном склоне вулкана поздненеоплейстоценовые дациты обнажены в цирке ледника Уллукам, где с угловым

несогласием субгоризонтально перекрывают средненеоплейстоценовые эфузивы. Абсолютный возраст вулканитов собственно вулкана Эльбрус определяли методами K-Ar по основной массе [Лебедев и др., 2010], Q-ЭПР [Природные..., 2004] и  $^{14}\text{C}$  [Богатиков и др., 1998; Газеев, 2003], при этом отметим, что последним методом вулканическое событие датируется не прямо, а косвенно, по ассоциированной органике.

На участке, расположенном севернее ледника Кукуртли, наиболее древние четвертичные вулканогенные образования представлены вулканитами с массивной, прерывисто-линзовидной и флямметекстурой, залегающими в троге в среднем и нижнем течении р. Битиктёбе. Вулканиты заполняют трог первой фазы безенгийского оледенения поскольку, во-первых, в среднем течении р. Битиктёбе они еще не вскрыты эрозией до своего основания; во-вторых, элементы залегания свидетельствуют о том, что материал заполнял уже существующую долину реки, и, в-третьих, поверхность образований гладжена эзерацационной деятельностью ледника и/или нивальными процессами, которые наиболее вероятно происходили во время второй фазы безенгийского

Рис. 4. Распространение вулканитов Эльбруссского центра в позднем неоплейстоцене перед наступлением ледниковых вторичных фаз безенгийского оледенения: 1 — верхненеоплейстоценовые вулканиты дацитового состава, образовавшиеся между первой и второй фазами наступления ледников безенгийского оледенения; 2 — андезидациты, андезиты и трахиандезиты вулкана Таш-Тюбе; 3 — верхненеоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений, образовавшиеся после отступления ледников первой фазы безенгийского оледенения; 4 — средненеоплейстоценовые вулканиты дацитового состава; 5 — эоплейстоцен(?)—нижненеоплейстоценовые вулканиты риодацитового и дацитового состава; 6 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений; 7 — дакиты экструзивного массива Кюкортли (эоплейстоцен(?)—ранний неоплейстоцен); 8 — центры извержений; 9 — некки и дайки; 10 — контуры современных ледниковых; 11 — реки; 12 — линии разрезов, представленных на рис. 7 и 8



оледенения. Вулканиты, залегающие в среднем течении реки, извергались из автономного центра, расположенного на ее правом борту на абс. высоте 3010 м, в то время как вулканиты, залегающие в нижнем течении реки, извергались из автономного центра, расположенного на ее левом борту в 250 м выше по склону над восточным из двух субширотно ориентированных выходов на абс. высоте 2650 м [Мышенкова, 2021] (рис. 4). Большую часть разреза слагают темно-серые до черных и серые флюидолиты, а верхи — черно-розовые дациты с прерывисто-линзовидной и флямме-текстурой. В среднем течении р. Битиктёбе разрез завершается пемзами [Короновский и др., 2013].

Схожие по структурно-текстурным особенностям флюидолиты залегают на морене в правом борту ледника Кукуртли, где они представлены двукратным чередованием черной плотной, стекловатой и серой рыхлой разностей, полого падающих на север и северо-запад.

Подобные образования присутствуют и на северном подножии вулкана восточнее ледника Уллумалиендерку, где несогласно перекрывают более

древние флюидолиты (рис. 4). Они представлены светло-серыми слабоуплотненными флюидолитами риодацитового состава и бронирующей их темно-серой плотной разностью, поверхность которой представляет собой плато длиной 1870 м и шириной от 250 до 700 м, наклоненное на северо-восток. Поверхность эта слажена ледниковой экзарацией и практически повсеместно перекрыта мореной вторичной фазы безенгийского оледенения. У северо-восточного окончания плато расположено куполовидное тело, по периферии вершины которого присутствуют грибообразные формы денудации высотой до нескольких метров, сложенные двумя разностями флюидолитов с флямме-текстурой разной прочности. Флюидолиты Кукуртли и Уллумалиендерку, судя по составу ксенолитов и строению толщ, образовались в результате извержений из автономных центров. С учетом сходства структурно-текстурных особенностей пород, их петрохимического состава, а также геоморфологических данных, вероятно, все молодые флюидолиты образовались в позднем неоплейстоцене после отступления ледников первой фазы безенгийского оледенения. Значения

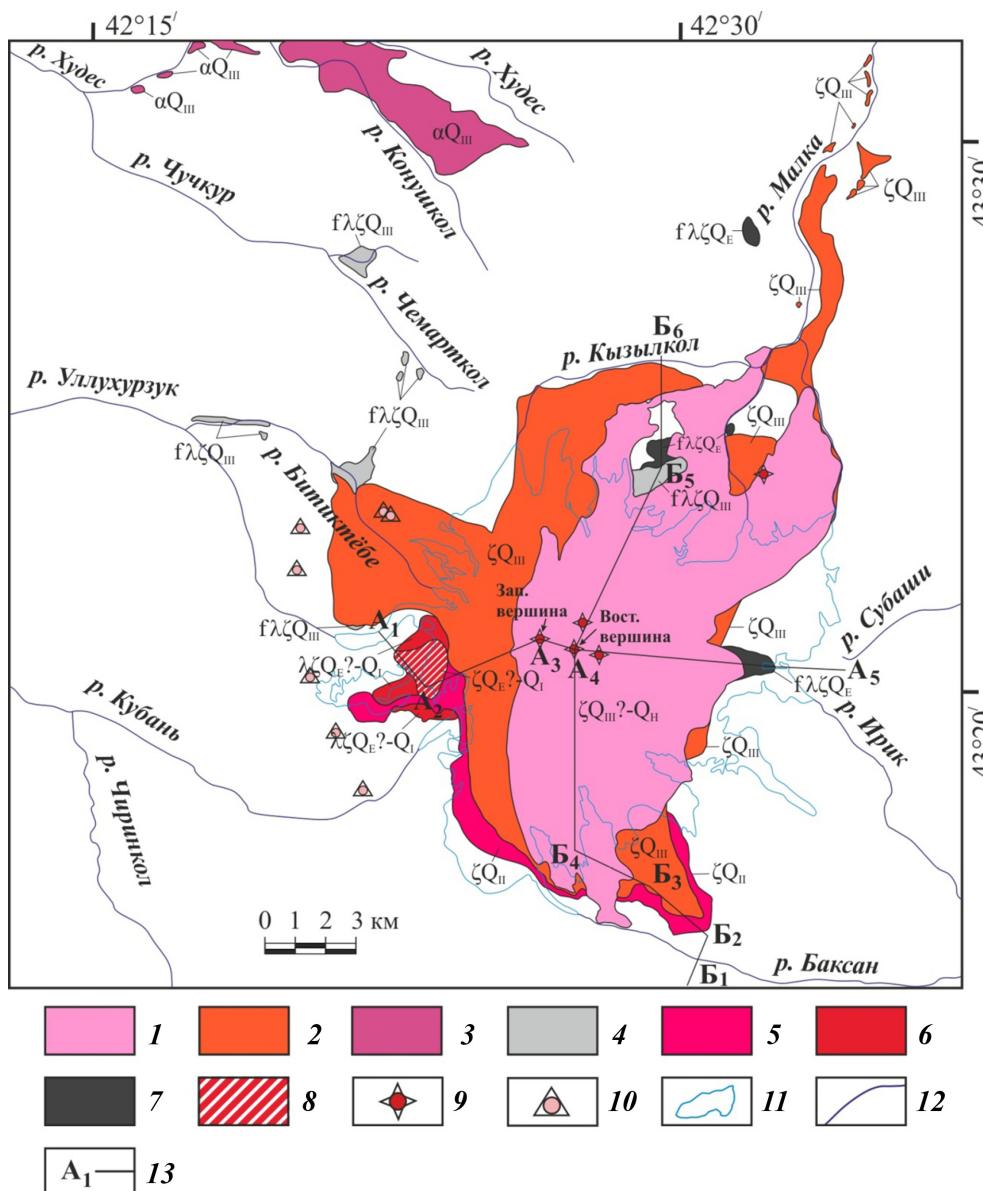


Рис. 5. Распространение вулканитов Эльбрусско- го центра в голоцене: 1 — верхненеоплейстоцен(?)—голо- ценовые вулканиты дацитового состава, образовавшиеся после отступления ледников второй фазы безенгийского оледенения; 2 — верхненеоплейстоценовые вулканиты дацитового состава, образовавшиеся между первой и второй fazами наступления ледников безенгийского оледенения; 3 — андезидациты, андезиты и трахиандезиты вул- каны Таш-Тюбе; 4 — верхнене- оплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава само- состоятельных центров изверже- ний, образовавшиеся после отступания ледников первой fazы безенгийского оледенения; 5 — средненеоплейстоценовые вулканиты дацитового состава; 6 — эоплейстоцен(?)—ниже- неоплейстоценовые вулканиты риодацитового и дацитового состава; 7 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового со- става самостоятельных центров извержений; 8 — дациты экс- трузивного массива Кюкюртли (эоплейстоцен(?)—ранний не- оплейстоцен); 9 — центры из- вержений; 10 — некки и дайки; 11 — контуры современных ледников; 12 — реки; 13 — ли- нии разрезов, представленных на рис. 7 и 8

абсолютного возраста, полученные K-Ar методом по биотиту, стеклу, основной массе [Чернышев и др., 2014] и методом U-Pb SHRIMP-цирконометрии [Га- зеев, 2003], соответствуют второй половине позднего эоплейстоцена и началу раннего неоплейстоцена.

В среднем течении р. Битиктёбе и в правом бор- ту ледника Кюкюртли флюидолиты перекрыты пиро- кластическими образованиями собственно вулкана Эльбрус, представленными вулканическим песком, пеплом и рыхлыми туфами мощностью несколько десятков метров и от нескольких десятков метров до более 100 м соответственно. Пирокластические образования в обоих случаях перекрыты мощной толщей вулканитов, состоящей из переслаивания лав, лавобrekций и в подчиненном количестве туфов дацитового состава, залегающих с наклоном до 25° в сторону долин. В правом борту долины р. Битиктёбе, выше по течению от места ее слияния с р. Ба- лыксу, эти вулканиты прорваны дайками дацитов (рис. 4) шириной 4–5 м и протяженностью 45–50 м, ориентированными в восток-северо-восточном на-

правлении и приуроченными, по всей видимости, к серии трещин.

Самые древние образования собственно вул- каны Эльбрус, выходящие на дневную поверхность из-под ледникового панциря на его северном под- ножии, представлены Кызылкольским и Малкин- ским потоками дацитовых лав, расположенных в правых бортах одноименных рек (рис. 4). Мощность Малкинского потока в некоторых местах достигает 200 м, а Кызылкольского — превышает это значение. На поверхности обоих потоков присутствуют следы воздействия ледников второй фазы безенгийского оледенения. Поскольку подошвы потоков еще не вскрыты реками до их основания (Кызылкольско- го — на всем протяжении, а Малкинского — выше устья р. Каракаясу по течению р. Малки), вероятно, они образовались в позднем неоплейстоцене после отступания ледников первой фазы безенгийского оледенения.

В нижнем течении р. Бирджалысу (исток Мал- ки) и в балке Кала-Кулак, у перевала Бурунташ и

на восток от языка ледника Уллуциран эрозией вскрыты продукты эксплозивных извержений, происходивших до начала наступления ледников второй фазы безенгийского оледенения. Во всех трех местах они представлены пеплово-пемзовым покровом видимой мощностью 12–15, 20–25 и 8–9 м соответственно. В нижнем течении р. Бирджалысу и в балке Кала-Кулак, а также у перевала Бурунташ покров перекрыт грубообломочными отложениями, накопившимися во время перерыва вулканической активности, выше залегают туфы общей мощностью 30–35 м. В балке Кала-Кулак туфы перекрыты отложениями лахаров, представленными валунно-глыбовыми туфоконглобрекциями мощностью до 8 м.

Лавовые потоки дацитов последней фазы вулканической активности, начавшейся после отступания ледников второй фазы безенгийского оледенения, стекали на юг, восток и север, формируя современный конус и распространяясь на юге и севере к подножиям вулкана (рис. 5). На северном подножии насчитывается три группы лавовых потоков, которые отличаются степенью сохранности первичной поверхности. Восточная группа потоков самая древняя, она обнажена севернее окончания ледника Джикиутанкез, а самая молодая — западная группа, обнажающаяся севернее окончания ледников Уллукол и Уллумалиендерку [Мышенкова, Короновский, 2020]. Каждая группа состоит из нескольких налегающих один на другой потоков со средней мощностью около 15–20 м с прослоями лавобрекчий между ними. На южном склоне молодые потоки выступают из-под ледникового покрова Эльбруса между ледником № 25 и языком ледника Большой Азау, они слагают V ярус из пяти стратиграфических ярусов, выделенных В.А. Лебедевым с коллегами [Лебедев и др., 2010]. Самый протяженный молодой поток на южном склоне спустился в троговую долину р. Азау, выработанную во время второй фазы безенгийского оледенения.

Фрагменты всех молодых лавовых потоков, возвышающихся в виде нунатаков над современным ледниковым панцирем Эльбруса, расположены на востоке от меридiana, проходящего через Западную вершину (рис. 6). К ним также, скорее всего, относятся дациты, слагающие скальную гряду длиной 1,85 км, вытянутую в меридиональном направлении в пределах ледника Большой Азау. В работе [Чугаев и др., 2013] высказано предположение, что аппарат западного конуса был активен с момента начала функционирования собственно вулкана Эльбрус до начала последней фазы извержений включительно, а восточный конус, вероятно, возник на поздней стадии последней фазы (рис. 7, 8). Это предположение подкрепляется различиями в химическом составе и Pb-Pb изотопно-геохимических характеристиках дацитов, излившихся из разных конусов. Данные площадных наземных радиолокационных съемок свидетельствуют о том, что под Западным

ледниковым плато Эльбруса, расположенным на западе от западной вершины в интервале высоты 5080–5150 м, вероятно, находится древний кратер вулкана [Лаврентьев и др., 2010] (рис. 7), из которого могли происходить извержения до формирования восточного конуса.

Во время последней фазы активности извержения происходили не только из вершинных кратеров, но и из трещин и паразитических кратеров, расположенных на склонах восточного конуса (рис. 7, 8), например, из паразитического кратера Приют Ленца на северном склоне или имеющего серповидную в плане форму паразитического кратера на восточном склоне, из которого излился Акчерьякольский лавовый поток.

**Заключение.** Таким образом, Эльбрус без ледникового покрова представляет собой асимметричный вулкан, возвышающийся над окружающими горными хребтами, находящимися в среднем на уровне 3,5–3,7 км. Он имеет сложное строение, состоит из разных по возрасту вулканических толщ, связанных с различными подводящими каналами. Вулканиты Эльбруса налегают на обнажающиеся ныне в западных стенках постройки образования более древнего вулкана ПалеоЭльбрус (или Кюкюртли), активность которого, наиболее вероятно, завершилась внедрением крупного экструзивного массива.

Периферическая магматическая камера по геофизическим данным, полученным разными методами, находится под Эльбрусом на глубине 7–17 км ниже уровня моря (далее — н. у. м.) (гравиметрические исследования [Авдулов, Короновский, 1993]); 5–10 км н. у. м. (магнитотелурическое зондирование [Литовко и др., 2002]); 2,5–8 км н. у. м. (микросейсмическое зондирование [Лиходеев и др., 2017]); 7–13 км н. у. м. (микросейсмическое зондирование [Горбатиков и др., 2018; Рогожин и др., 2018]). Таким образом, кровля камеры, судя по этим данным, расположена на глубине несколько километров ниже уровня моря. А.Г. Гурбанов с коллегами по гравиметрическим данным выделяет три периферические магматические камеры с общим диаметром около 10 км, расположенные также на глубине 3–5 км н. у. м. [Гурбанов и др., 2013].

На существование на некоторой глубине периферической магматической камеры с расплавом указывают, во-первых, фумарольная активность, проявляющаяся на восточной вершине Эльбруса на высоте 5450–5520 м [Авдулов, Короновский, 1993], в истоках р. Кукуртли и в районе перевала Ирик [Гурбанов и др., 2007], на 250 и 410 м ниже станции канатной дороги «Кругозор» [Гурбанов и др., 2013]; во-вторых, большое количество углекислых минеральных источников, в том числе теплых, расположенных в непосредственной близости от Эльбруса и характеризующихся ясно выраженной гидрохимической зональностью в направлении удаления от вулкана [Авдулов, Короновский, 1993; Масуренков, Комкова, 2021].

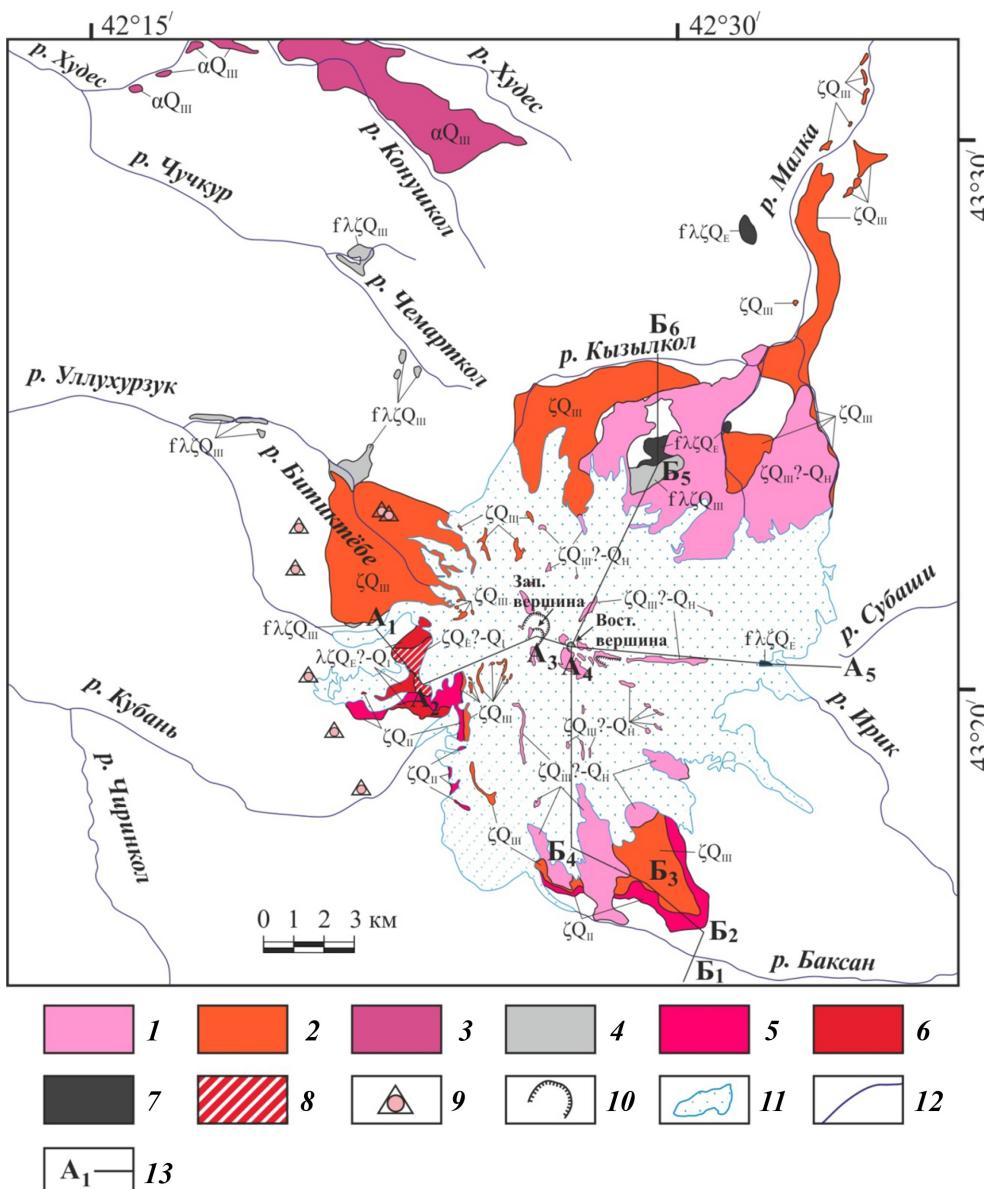


Рис. 6. Распространение вулканитов Эльбруссского центра в настоящее время:  
1 — верхненеоплейстоцен(?)—голоценовые вулканиты дакитового состава, образовавшиеся после отступления ледников второй фазы безенгийского оледенения; 2 — верхненеоплейстоценовые вулканиты дакитового состава, образовавшиеся между первой и второй фазами наступления ледников безенгийского оледенения; 3 — андезидазиты, андезиты и трахиандезиты вулкана Таш-Тюбе; 4 — верхненеоплейстоценовые флюоидолиты риодацитового состава самостоятельных центров извержений, образовавшиеся после отступания ледников первой фазы безенгийского оледенения; 5 — средненеоплейстоценовые вулканиты дакитового состава; 6 — эоплейстоцен(?)—нижненеоплейстоценовые вулканиты риодацитowego и дакитового состава; 7 — эоплейстоценовые флюоидолиты риодацитowego состава самостоятельных центров извержений; 8 — дакиты экструзивного массива Кююртли (эоплейстоцен(?)—ранний неоплейстоцен); 9 — некки и дайки; 10 — кратеры; 11 — ледники; 12 — реки; 13 — линии разрезов, представленных на рис. 7 и 8

В результате дешифрирования ночных тепловых снимков со спутников NOAA в ретроспективе на 14 лет (с 1990 по 2003 г.) в районе современной вулканической постройки Эльбруса и ее подножия было выявлено несколько тепловых аномалий, обусловленных находящимися под ними на глубине периферическими магматическими камерами [Гур-

банов и др., 2007]. В работе [Рототаева и др., 2009] высказано опасение, что увеличение потока тепла к ложу ледников в зонах тепловых аномалий может усиливать донное таяние, что, в свою очередь, может спровоцировать непредвиденные изменения ледников и стихийные гляциальные процессы, в том числе катастрофические.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдулов М.В., Короновский Н.В. О геологической природе Эльбруссского гравитационного минимума // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1993. № 3. С. 32–39.

Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. и др. Радиоуглеродное датирование голоценовых извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ, Россия) // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 2. С. 219–221.

Газеев В.М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбруссского вулканического центра (Северный Кавказ): Автoref. канд. дисс. М., 2003.

Горбатиков А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю. и др. Модель глубинного строения вулкана Эльбрус в свете

новых геофизических данных // Докл. РАН. 2018. Т. 480, № 2. С. 229–232.

Гурбанов А.Г., Богатиков О.А., Докучаев А.Я. и др. Транскавказское направление вулканизма: причина, следствия и эпимермальная минерализация // Вестн. Владикавказ. науч. центра. 2007. Т. 7, № 3. С. 25–44.

Гурбанов А.Г., Богатиков О.А., Карамурзов Б.С. и др. Результаты оценки современного состояния «спящего» вулкана Эльбрус, полученные комплексом геолого-геофизических и дистанционных методов. Разработанная технология мониторинга активности «спящих» вулканов центрального типа (на примере Эльбруса, КБР,

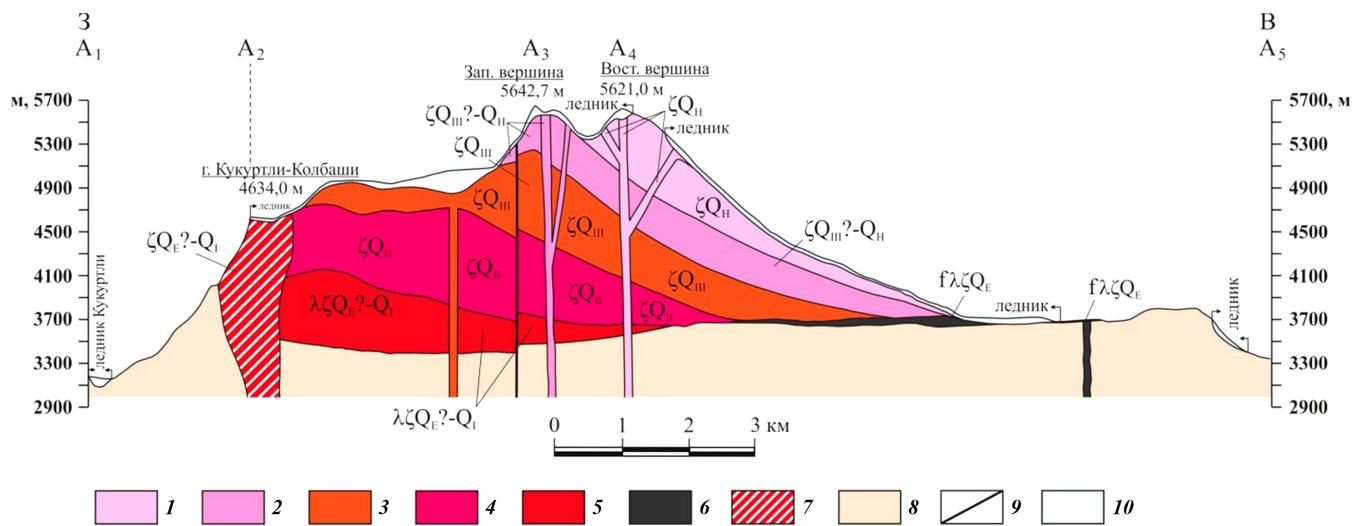


Рис. 7. Схематичный широтный разрез Эльбрусской вулканической постройки, линия разреза показана на рис. 6: 1 — голоценовые вулканиты дацитового состава восточного конуса; 2 — верхненеоплейстоцен(?)—голоценовые вулканиты дацитового состава западного конуса; 3 — верхненеоплейстоценовые вулканиты дацитового состава; 4 — средненеоплейстоценовые вулканиты дацитового состава; 5 — эоплейстоцен(?)—нижненеоплейстоценовые вулканиты риодацитового и дацитового состава; 6 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельного центра извержений; 7 — дакиты экструзивного массива Кюкюртли (эоплейстоцен(?)—ранний неоплейстоцен); 8 — породы субстрата, представленные позднепротерозойскими (?) метаморфическими образованиями и палеозойскими гранитами; 9 — разлом; 10 — ледники

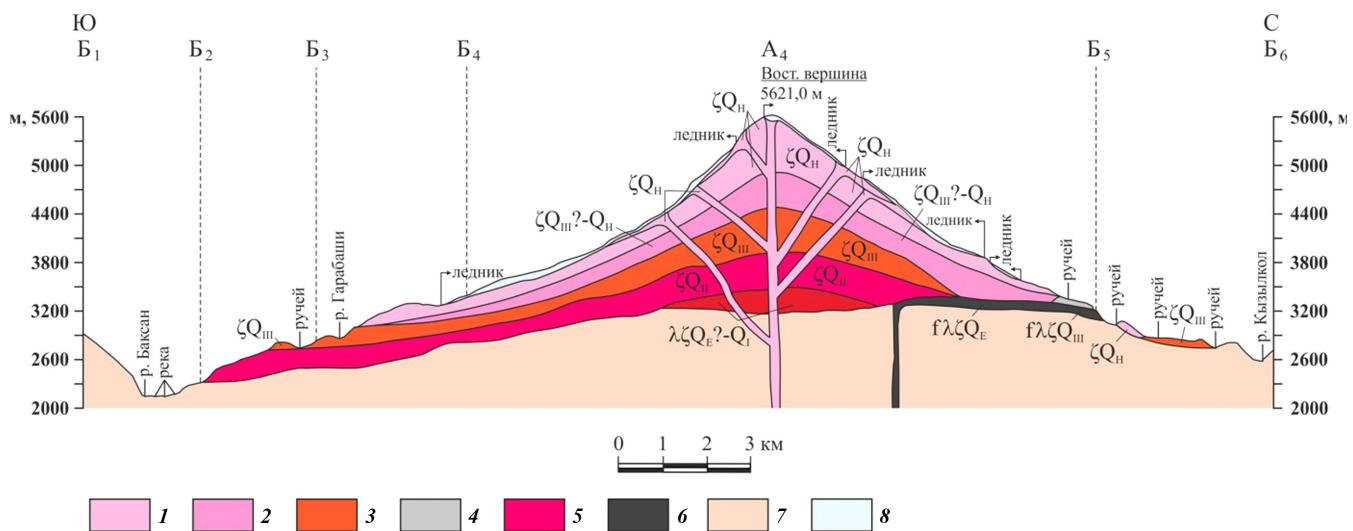


Рис. 8. Схематичный меридиональный разрез Эльбрусской вулканической постройки, линия разреза показана на рис. 6: 1 — голоценовые вулканиты дацитового состава восточного конуса; 2 — верхненеоплейстоцен(?) — голоценовые вулканиты дацитового состава западного конуса; 3 — верхненеоплейстоценовые вулканиты дацитового состава; 4 — верхненеоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельного центра извержений; 5 — средненеоплейстоценовые вулканиты дацитового состава; 6 — эоплейстоценовые флюидолиты риодацитового состава самостоятельного центра извержений; 7 — породы субстрата, представленные позднепротерозойскими (?) метаморфическими образованиями и палеозойскими гранитами; 8 — ледники

Россия) // Вестн. Владикавказ. науч. центра. 2013. Т. 13, № 4. С. 36–50.

Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Б., Гурбанова О.А. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования субвулканического тела в жерле вулкана Кюкюртли // Вестн. Владикавказ. науч. центра. 2021. Т. 21, № 1. С. 51–60.

Короновский Н.В. Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус // Оледенение Эльбруса. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. С. 15–72.

Короновский Н.В., Дёмина Л.И., Промыслова М.Ю., Мышиенкова М.С. Признаки глубинных взрывов флюи-

дов в продуктах самостоятельного центра извержения Битюк-тюбе (Западное Приэльбрусье) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 2. С. 7–15.

Лаврентьев И.И., Михаленко В.Н., Кутузов С.С. Толщина льда и подледный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // Лед и снег. 2010. Т. 60, № 2. С. 12–18.

Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Якушев А.И. Магматическая активность на Северном Кавказе в раннем неоплейстоцене: активные вулканы Эльбруссского центра, хронология и характер извержений // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 1. С. 79–85.

*Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K-Ar и Sr-Nd изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.*

*Ледники и климат Эльбруса. М.; СПб.: Нестор-История, 2020. 372 с.*

*Литовко Г.В., Трофименко Е.А., Греков И.И. и др. Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях по Приэльбрусскоому профилю. Ессентуки: ФГУП «Кавказгеолсъемка», 2002. 120 с.*

*Лиходеев Д.В., Дударов З.И., Жостков Р.А. и др. Исследование глубинного строения вулкана Эльбрус методом микросейсмического зондирования // Вулканология и сейсмология. 2017. № 6. С. 28–32.*

*Масуренков Ю.П., Комкова Л.А. Эльбрус — действующий вулкан (история, перспектива, опасность). М.: Изд-во ООО «Сам Полиграфист», 2021. 260 с.*

*Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканализм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 278 с.*

*Мышенкова М.С. Геологическая позиция, состав, возраст и генезис плиоцен-четвертичных кислых вулканитов Эльбрусскоой вулканической области (Северный Кавказ): Автoref. канд. дисс. М., 2021.*

*Мышенкова М.С., Короновский Н.В. Последняя фаза извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) // Динамическая геология. 2020. № 1. С. 15–27.*

*Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии / Ред. Н.П. Лаверов. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 438 с.*

*Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Горбатиков А.В. Глубинное строение и режим вулканической и сейсмической активности Приэльбрусья // Геотектоника. 2018. № 6. С. 69–81.*

*Ротомаева О.В., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф. Изменчивость факторов, определяющих динамику ледников Эльбруса // Мат-лы гляциологических исследований. 2009. Вып. 107. С. 57–66.*

*Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Лебедев В.А. и др. Два этапа эксплозивного вулканализма Приэльбрусья: геохронология, петрохимические и изотопно-geoхимические характеристики вулканитов и их роль в неоген-четвертичной истории Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22, № 1. С. 100–130.*

*Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус, Большой Кавказ: данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 20–33.*

*Bindeman I.N., Colon D.P., Wotzlaw J.-F. et al. Young Silicic Magmatism of the Greater Caucasus, Russia, with implication for its delamination origin based on zircon petrochronology and thermomechanical modeling // J. Volcanology and Geothermal Res. 2021. Vol. 412. 107173.*

Статья поступила в редакцию 31.05.2022,  
одобрена после рецензирования 08.06.2022,  
принята к публикации 26.01.2023

УДК 551.248.(470.324)

## РОЛЬ СЕМИЛУКИ-ЛИПЕЦКОГО РАЗЛОМА В НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ВОРОНЕЖСКОГО ПОДНЯТИЯ

**Татьяна Владимировна Суханова<sup>1</sup>✉, Александр Николаевич Стafeев<sup>2</sup>,  
Наталья Валентиновна Макарова<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tanikamgu@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; anstafeev@rambler.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; makarovanat@yandex.ru

**Аннотация** Одно из разрывных нарушений на юге Восточно-Европейской платформы — Семилуки-Липецкий разлом — протягивается субмеридионально вдоль границы Воронежского новейшего поднятия и Окско-Донского прогиба. Детальные исследования с применением методов инженерно-геологических, геофизических, геодезических, геохимических, структурно-геоморфологических и пр., сопровождаемые бурением и полевыми исследованиями, позволили определить тип разрывного нарушения как раздвиг при участии правосдвиговых напряжений. С ним связаны трещиноватость коренных и четвертичных отложений, оползни и обвалы, в том числе крупные гравитационно-тектонические массивы, поверхностный и подземный карст, суффозия, впадины типа пулл-апарт. В целом эти процессы влияют на геологическую устойчивость территории размещения атомной станции, вызывая развитие негативных процессов. Причины условий растяжения в зоне Семилуки-Липецкого разлома рассматриваются с двух позиций — влияние давления с юга со стороны альпийского орогена Кавказа и связь с внутриплатформенными глубинными процессами, вызывающими растяжение земной коры под Окско-Донским прогибом.

**Ключевые слова:** Семилуки-Липецкий разлом, трещиноватость, растяжение, раздвиг, сдвиг, оползни, пулл-апарт

**Для цитирования:** Суханова Т.В., Стafeев А.Н., Макарова Н.В. Роль Семилуки-Липецкого разлома в новейшей структуре восточного склона Воронежского поднятия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 13–22.

## THE ROLE OF THE SEMILUKY-LIPETSK FAULT IN THE RECENT STRUCTURE OF THE EASTERN SLOPE OF THE VORONEZH UPLIFT

**Tatyana V. Sukhanova<sup>1</sup>✉, Alexandre N. Stafeev<sup>2</sup>, Natalya V. Makarova<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tanikamgu@mail.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; anstafeev@rambler.ru

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; makarovanat@yandex.ru

**Abstract.** One of the discontinuous faults in the south of the East European Platform — the Semiluki-Lipetsk fault along the border of the Voronezh newest uplift and the Oka-Don trough. Detailed studies using the methods of engineering-geological, geophysical, geodesic, geochemical, structural-geomorphological, etc., accompanied by drilling and field studies, allowed us to determine the type of discontinuity as an extension with the participation of right-strike-slip (dextral shear) stresses. It is associated with fracturing of bedrock and Quaternary sediments, landslides and falls, including large gravitational-tectonic massifs, surface and underground karst, suffusion, and pull-apart depressions. In general, these processes and phenomena affect the geological stability of the site of the nuclear power plant, causing the development of negative processes. The reasons for the extension conditions in the Semiluki-Lipetsk fault zone are considered from two positions — the influence of pressure from the south from the Alpine orogen of the Caucasus and the connection with intra-platform deep processes that cause the extension of the earth's crust under the Oka-Don trough.

**Keywords:** Semiluki-Lipetsk fault, fracturing, extension, strike-slip, landslides, pull-apart

**For citation:** Sukhanova T.V., Stafeev A.N., Makarova N.V. The role of the Semiluky-Lipetsky Fault in the recent structure of the eastern slope of the Voronezh uplift. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 13–22. (In Russ.).

**Введение.** На территорию Восточно-Европейской платформы разными авторами составлено множество схем линеаментов, выделенных по результатам дешифрирования космо- и аэрофотоснимков в разном масштабе, топографическим картам и цифровым моделям рельефа и другим особенностям рельефа. При этом многие линеаменты прямо отождествляются с разломами фундамента,

большая часть которых выделена предположительно геофизическими методами и в осадочном чехле не всегда прослеживается. Некоторые авторы термин «разлом» заменяют другими терминами: «неоструктурные линии», «зоны динамического влияния разломов», «слабые зоны», «блокоразделы» и пр.

По мнению исследователей, разломы фундамента, активизированные в новейший тектониче-

ский этап, обусловили широкое развитие блоковых структур и разрывных границ между ними. Если это так, то палеозойские или мезозойско-кайнозойские отложения, слагающие новейшие блоки, должны быть деформированы, т. е. находиться на разной высоте. Однако по данным геологической съемки горизонтальное залегание осадочной толщи, перекрывающей фундамент, прослеживается на больших территориях, и смещения слоев наблюдаются лишь в редких случаях. Г.Н. Иванченко, например, считает, что «это не блоки в тектоническом смысле, когда каждый блок характеризуется определенной самостоятельностью движений, а как бы начальная стадия этого процесса...» [2005. с. 132]. Существование блоков можно было бы подтвердить деформациями террас, поверхностей выравнивания и других геоморфологических уровней. Однако в условиях малой амплитуды рельефа платформы, задернованности склонов и развития мощных покровных образований (морен, лёссов) их не так просто обнаружить. Признавая движения по разломам фундамента в новейший тектонический этап, многие авторы считают, что на их проявление в виде деформаций осадочного чехла (перемещения слоев) мощностью несколько сотен метров, а часто и километров, требуются надежные доказательства. При этом косвенное влияние погребенных разломов фундамента в виде трещиноватости осадочных пород, развития различных аномалий на поверхности и пр. можно видеть во многих местах.

Влиянием разломов принято объяснять негативные процессы, происходящие на разных объектах, в частности, на площадках некоторых атомных электростанций (деформации фундаментов, крены сооружений, просадки поверхности и др.). Однако данные бурения во многих случаях не подтверждают существование предполагаемых разломов через строительные площадки, не всегда они устанавливаются (кроме трещиноватости пород) в осадочном чехле и геофизическими методами. Преувеличенная роль разломов в новейшей тектонике платформы иногда не позволяет видеть другие причины развития негативных процессов.

**Материалы и методы исследований.** Большое значение для изучения разрывных нарушений на Восточно-Европейской платформе имеют детальные геологические исследования, проводимые на территориях предполагаемого строительства новых или работающих атомных электростанций или других инженерных объектов. Комплекс используемых при этом методов — инженерно-геологических, геофизических, геодезических, геохимических, структурно-геоморфологических и др., сопровождаемых бурением и полевыми исследованиями, — позволяет достаточно полно охарактеризовать геологическое строение территорий, опровергнуть или подтвердить существование ранее предполагаемых разрывных нарушений, а в последнем случае определить тип нарушений, изучить и оценить их влияние на

геологическую устойчивость территорий размещения инженерных объектов.

#### **Результаты исследований и их обсуждение.**

Рассмотрены результаты изучения с помощью перечисленных выше методов одного из региональных разрывных нарушений — Семилуки-Липецкого разлома (СЛР), находящегося в южной части Восточно-Европейской платформы, в области относительно неглубокого (70–100 м от поверхности) залегания фундамента. На одних схемах разломов фундамента этот разлом (другие названия Липецкий, Семилуки-Рязанский, Липецко-Воронежский) показан предположительно [Раскатов и др., 1976; Трегуб, 2002], на других — он отсутствует. Нет его и на региональных геологических картах, так как в процессе геологической съемки деформации слоев по нему не обнаружены. На карте Новейшей тектоники Северной Евразии [Грачев, 1997] СЛР показан предположительно.

**Семилуки-Липецкий разлом в доновейшей региональной тектонической структуре юга Восточно-Европейской платформы.** Разлом имеет древнее заложение — он входит в структуру протерозойской Лосевской шовной зоны или сутуры [Чернышов и др., 1997; Трегуб, 2002; Надежка и др., 2003; Литосфера..., 2012], разделяющей мегаблоки фундамента Воронежского кристаллического массива разного строения (рис. 1). На западе от нее расположен поднятый Курский мегаблок с архейским гранит-зеленокаменным комплексом пород, на востоке — относительно опущенный Хоперский мегаблок с нижнепротерозойским вулканогенно-терригенным комплексом пород. Лосевская зона, насыщенная интрузиями, нарушенная разрывами различной кинематики, образована в результате коллизионного и постколлизионного орогенеза в раннем протерозое. Она протягивается субмеридионально на сотни километров до Пачелмского авлакогена на севере и Днепровско-Донецкого на юге, ширина зоны от 30 до 100 км. Древние комплексы Лосевской зоны перекрыты отложениями чехла: палеозойскими, начиная со среднего девона полого наклонными на северо-восток к Московской синеклизе, и мезозойскими, наклонными на юго-восток к Днепровско-Донецкому прогибу. Особенности строения территории зоны проявлялись на протяжении всей геологической истории, что доказывается мощностью и фациями палеозойских и мезозойских отложений, определенных в результате геологической съемки.

**Семилуки-Липецкий разлом в новейшей региональной тектонической структуре.** Мегаблоки Воронежского кристаллического массива, разделенные древней Лосевской зоной, фактически сохраняются и в новейшей структуре района. Это крупные новейшие платформенные структуры — Воронежское поднятие и Окско-Донской прогиб. Границей между ними служит зона СЛР, к которой приурочена современная долина Дона.

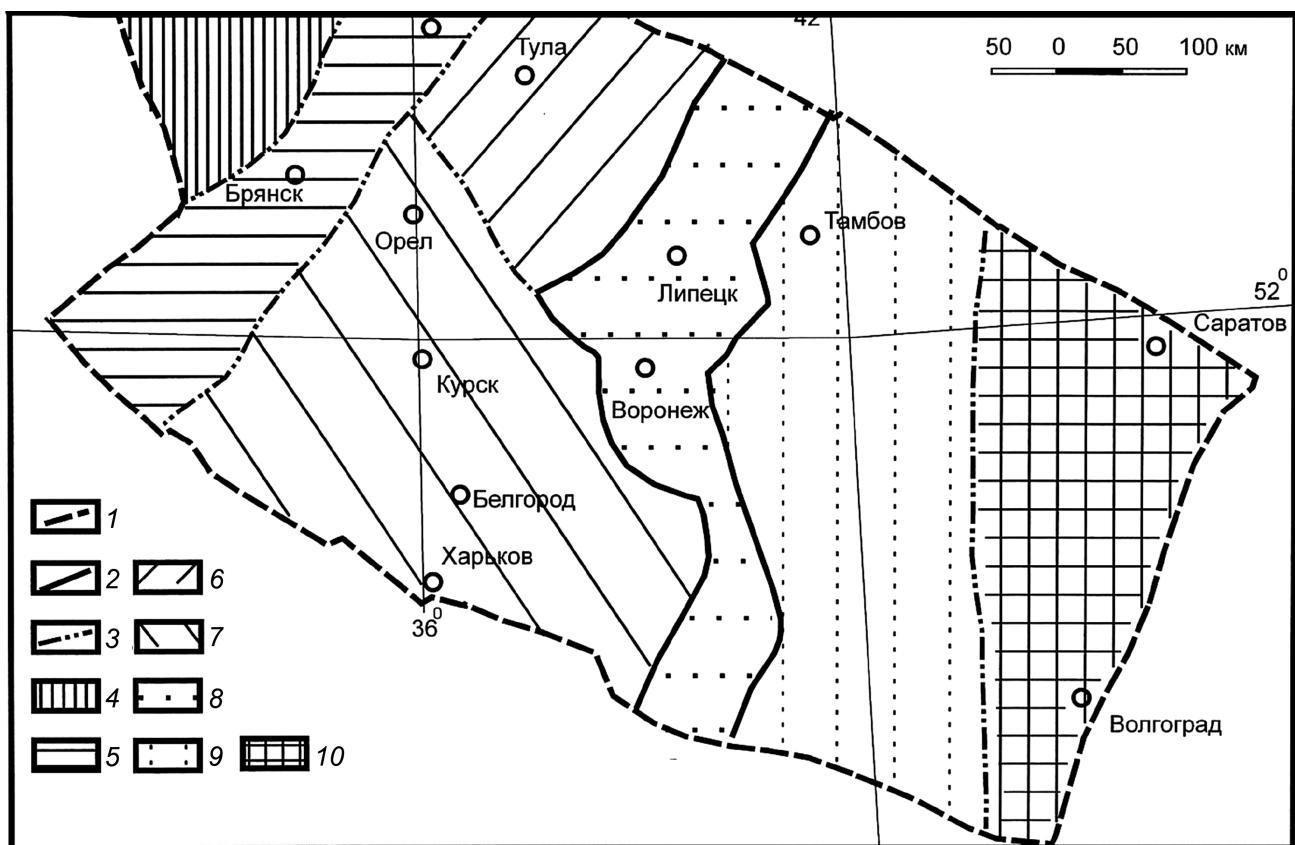


Рис. 1. Мегаблоки фундамента Воронежского кристаллического массива (по И.И. Кривцову, Н.С. Афанасьеву, 1996). Границы: 1 — ВКМ; 2 — мегаблоков, 3 — макроблоков. Макроблоки мегаблока КМА: 4 — Рославльский, 5 — Брянский, 6 — Ливенско-Ефремовский, 7 — Орловско-Курский, 8 — Лосевская шовная зона. Макроблоки: 9 — Калачско-Эртильский, 10 — Камышинский

В исследуемый район входят восточный склон Воронежского поднятия, образующий высокое (абс. отметки 200–250 м) правобережье Дона, и западная часть Окского-Донского прогиба, представленная плиоцен-четвертичным Кривоборским прогибом, которому в рельефе соответствует низкое (абс. отметки 120–160 м) левобережье Дона. Здесь в 45 км южнее Воронежа расположена Нововоронежская АЭС (рис. 2).

Субмеридиональная ориентировка долины Дона в пределах Кривоборского прогиба позволила выделить здесь линеаментную зону такого же простириания, представленную на космотектонической карте европейской части России [Космотектоническая..., 1989]. При общем субмеридиональном простириании (северо-запад 355° и восток-северо-восток 10°) линеаментная зона включает локальные линеаменты: северо-западные (330, 325, 315, 295°), субмеридиональные (0–10°) и северо-восточные (20–45°) (рис. 3).

На высоком правобережье Дона линеаментная сеть более густая, чем на левобережье. Линеаменты здесь выделены по прямолинейным уступам, ограничивающим русло Дона со стороны Воронежского поднятия, и оврагам, прорезающим карбонатные породы склона. На низком левобережье линеаменты выражены в прямолинейных отрезках русла Дона, многочисленных старицах на пойме, ориентиро-

ванных вдоль русла, а также ложбинах и оврагах, прорезающих рыхлые четвертичные и плиоценовые отложения.

**Полевые исследования зоны Семилуки-Липецкого разлома (СЛР).** В связи с тем, что влиянием разломов объясняются негативные процессы, происходящие на территории размещения Нововоронежской АЭС (далее НВАЭС), более детально исследован меридиональный участок СЛР от устья р. Воронеж на севере до устья р. Потудань на юге. Геологическое строение правобережья и левобережья Дона на исследуемом участке существенно различно. Высокий обрывистый правый склон долины в основании по данным бурения сложен средне- и верхнедевонскими глинами и карбонатами, нижненемировыми песчаниками и глинами барремского яруса ( $K_1br$ ). Верхняя обнаженная часть уступа сложена карбонатной толщей верхнего мела ( $K_2$ ) — преимущественно мергелями и писчим мелом. На них залегают палеогеновые и четвертичные отложения, слагающие более пологую часть склона, полностью задернованную. Общая мощность отложений на правобережье, залегающих на фундаменте, около 200 м.

На низком левобережье Дона карбонатная толща верхнего мела и палеогеновые отложения размыты в процессе длительной направленной миграции русла Дона на запад, и на средне- и верхнедевонских или

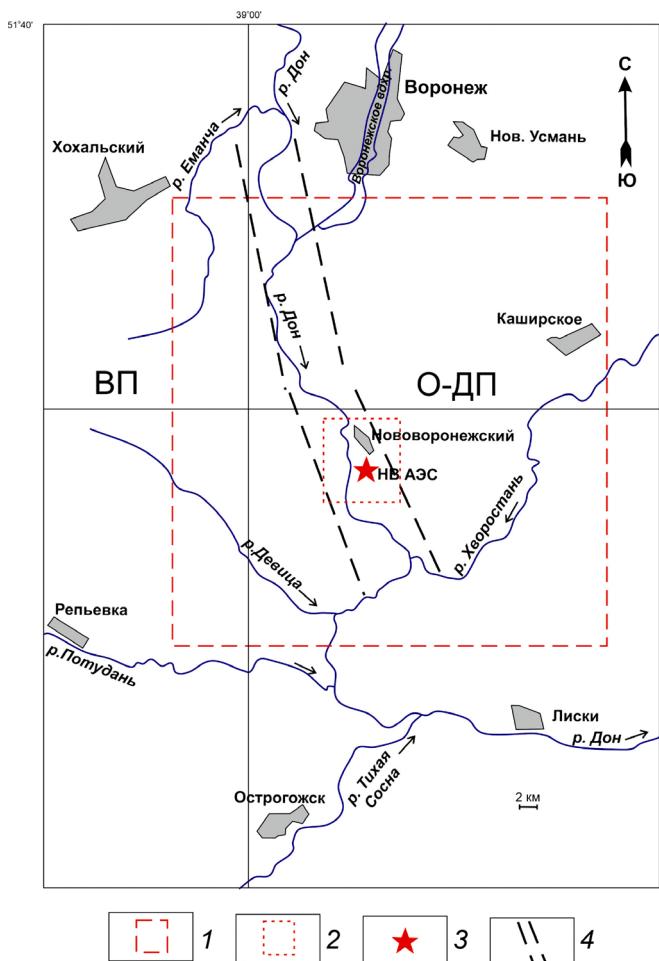


Рис. 2. Зона Семилуки-Липецкого разлома (ВП — Воронежское поднятие, О-ДП — Окско-Донской прогиб): 1 — территория исследования, 2 — пункт размещения НВ АЭС, 3 — площадка НВ АЭС, 4 — зона Семилуки-Липецкого разлома

нижнемеловых породах залегает преимущественно песчаная толща, состоящая из плиоценовых аллювиальных и озерных отложений Палеодона (кривоборская свита  $aN_2kr$ ) и четвертичных аллювиальных и флювиогляциальных отложений, относящихся ко времени отступания ранненеоплейстоценового донского оледенения ( $a, fgQ_1dns$ ). В рельфе они слагают вал, определяемый как оз. Общая мощность отложений над фундаментом на левобережье составляет 120–140 м.

Важно отметить, что по данным бурения подошва нижнемеловых (барремских) глин на обоих берегах Дона находится на одной высоте.

На правобережье Дона при хорошей обнаженности верхнемеловых пород на нескольких участках исследована трещиноватость писчего мела. Эти отложения залегают субгоризонтально, слагают обрывы высотой до 25 м и более или вскрыты карьерами. Породы разбиты многочисленными трещинами. Трещины вертикальные, протяженные, местами рассекающие склон на отдельные блоки. По ним ниже по течению Дона локально образованы «дивы» — оригинальные ландшафтные формы — утесы Донского Белогорья. Многие трещины широкие, зияющие, со

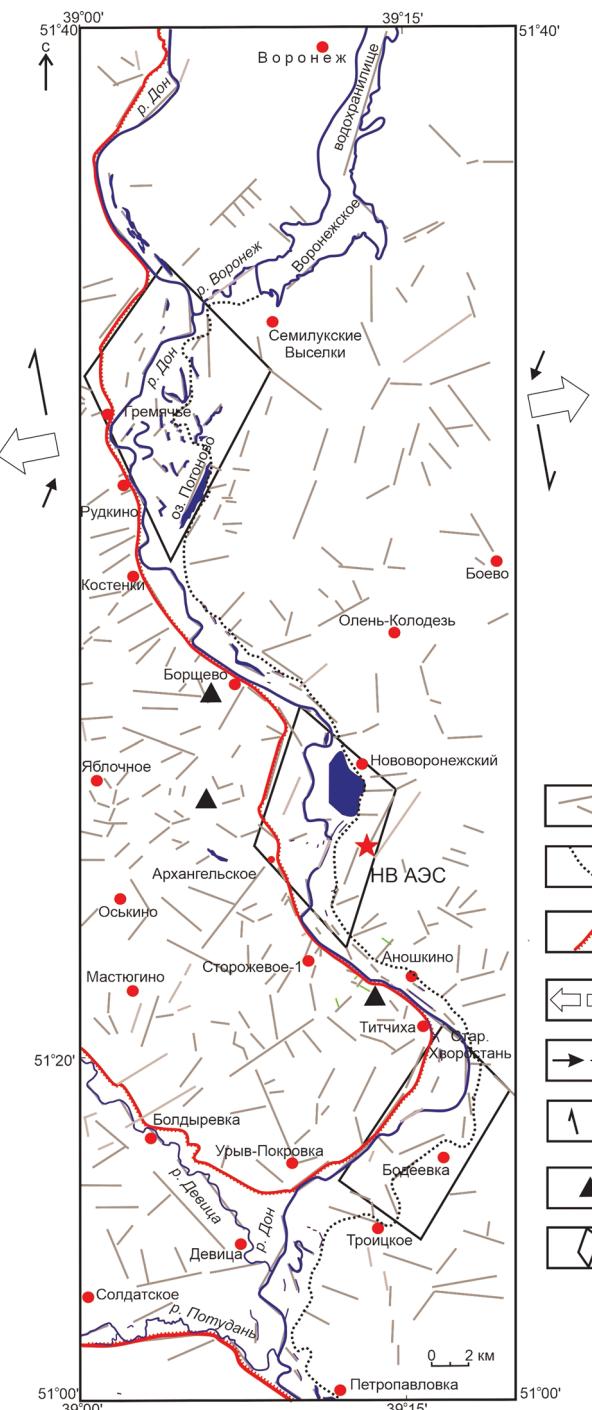


Рис. 3. Схема линеаментов, выделенных на территории развития Семилуки-Липецкого разлома: 1 — линеаменты, 2 — граница поймы и первой террасы на Левобережье, 3 — бровка донского уступа на Правобережье; главные оси напряжения: 4 — оси рас-tяжения, 5 — оси сжатия, 6 — сдвиг; 7 — пункты замера трещин, 8 — впадины типа пулл-апарт

следами дробления и ожелезнения пород. Замеры трещин и их дальнейшая обработка выполнены в соответствии с методиками Ю.Л. Ребецкого и Л.М. Расцветаева. Тектонофизический анализ (расчеты поля напряжений выполнены Н.А. Гордеевым, ИФЗ РАН) измеренных борозд скольжения на поверхностях трещин в верхнемеловых породах показал, что

практически везде можно восстановить сбросовые, сбросо-сдвиговые или сдвиговые обстановки, связанные с широтным растяжением. Оси растяжения и оси сжатия преимущественно субгоризонтальны. Лишь на одном участке восстановлена локальная обстановка напряжения сжатия, ось которого ориентирована с северо-запада на юго-восток. Происхождение этого напряжения можно объяснить ростом и расширением обширного новейшего Ефремовского поднятия, представляют собой часть основного Воронежского поднятия.

Таким образом, анализ трещиноватости верхнемеловых отложений, выполненный разными методами, свидетельствует о том, что геодинамические условия формирования территории исследования соответствуют напряжению растяжения. Анализ дешифрирования цифровых карт рельефа и топокарт совместно с анализом данных полевых исследований показал, что парагенезис структур сжатия и растяжения, возможно, имеет транстенционную природу или отвечает смене сдвиговых и транстенционных обстановок (рис. 4). Полученные результаты подтвердили данные М.Л. Коппа, который ранее [2002, 2004] по анализу трещиноватости пород установил здесь сбросовую природу с правосдвиговой составляющей. Правосдвиговая кинематика этого разлома восстановлена Л.А. Сим [2018] на основании тектонофизической интерпретации линеаментов.

В обстановке горизонтального растяжения и развития интенсивной трещиноватости пород на высоком правобережье Дона широко развиты карст (воронки, небольшие пещеры), обвалы и оползни, обвальные и оползневые массивы разного размера, свежие современные или уже задернованные, сложенные поздненеоплейстоценовые. Развитию оползней способствует присутствие в основании склона водоупорных глин барремского яруса нижнего мела, а также значительная высота и крутизна склона, подмыт его рекой и тектоническая обстановка. Помимо характерного бугристо-западинного рельефа, развиты оползневые валы. Фронтальные их части, обращенные к Дону, крутые, а тыловые понижения прямолинейные, наклонены к склону и углублены оврагами. Эти валы закономерно косо (северо-запад 330°) ориентированы по отношению к субмеридиональному руслу Дона, образуя кулисные ряды (рис. 5), отвечающие правосдвиговым напряжениям растяжения. Здесь же на правобережье Дона ниже по течению выделяются более крупные массивы с широким развитием оползней и зияющих трещин-рвов (рис. 6). С запада они ограничены дугообразными или прямолинейными понижениями — долинами рек Девица, Россoshка и Еманча, а еще севернее — самой долиной Дона. Эти массивы можно считать потенциальными гравитационно-тектоническими образованиями, а ограничивающие их указанные долины — будущими трещинами отседания и отрыва.

При общем субмеридиональном простирании долина Дона, приуроченная к зоне СЛР, имеет раз-

личную морфологию. Выделяются расширенные и суженные участки, контролируемые линеаментами северо-восточного и северо-западного простирания. Расширения имеют ромбовидную или прямолинейную форму (рис. 3, 4, врезка). Эти особенности, а также повышенная мощность верхненеоплейстоценоголоценового аллювия поймы до 20–25 м и низкие террасы в этих локальных впадинах позволяют отнести их к типу пулл-апарт, развивающихся в обстановке широтного горизонтального растяжения со сдвиговой составляющей, впервые упомянуты М.Л. Коппом [2002]. В одной из этих впадин расположена НВАЭС.

Условиями растяжения в зоне СЛР можно объяснить выходы источников подземных вод на берегах Дона в районах пос. Рудкино, Борщево, Сторожевое и Аношкино. В районе последнего восходящий источник сероводородно-железистого состава находится на широкой левобережной пойме южнее НВАЭС. Он имеет постоянный дебит вне зависимости от сезона, вода характеризуется относительной мягкостью, металлическим привкусом.

**Инструментальные исследования, подтверждающие наличие Семилуки-Липецкого разлома.** Будучи границей крупных новейших структур, СЛР как зона неоднородности выражен на геофизических материалах, характеризующих Лосевскую шовную зону в целом [Литосфера..., 2012], куда он входит, а также непосредственно территорию размещения НВАЭС.

Именно к Лосевской зоне по сейсмическим данным приурочено большее количество землетрясений, чем в мегаблоках, которые она разделяет [Надежка, 2010]. И хотя регистрируемые землетрясения в основном низкомагнитудные и верхнекоровые (до 2 км), они отражают современную активность земной коры в этом районе. Особенно сейсмичны сдвиговые геодинамические обстановки, которые установлены на участке Воронеж–Липецк. Предполагается, что это связано с субвертикальным наклоном СЛР.

Измерения микросейсмического шума, выполненные разными исследователями [Орлов, 2011; Литосфера..., 2012; Геотраверс..., 2002], показали, что граница Воронежского массива и Окско-Донского прогиба (т. е. зона СЛР) проявлена значительным возрастанием амплитуды сейсмического шума и отношения значений амплитуды его горизонтальной и вертикальной составляющих, что объясняется структурной разуплотненностью пород или их дроблением. Об этом же свидетельствуют данные глубинных сейсмических исследований в зоне вертикального погружения СЛР, где наблюдаются участки пониженных плотностей.

По данным магнитотеллурического зондирования, исследования теллурических токов, вертикального электрического зондирования на поверхности кристаллического фундамента выделяются зоны различного насыщения электропроводящими по-

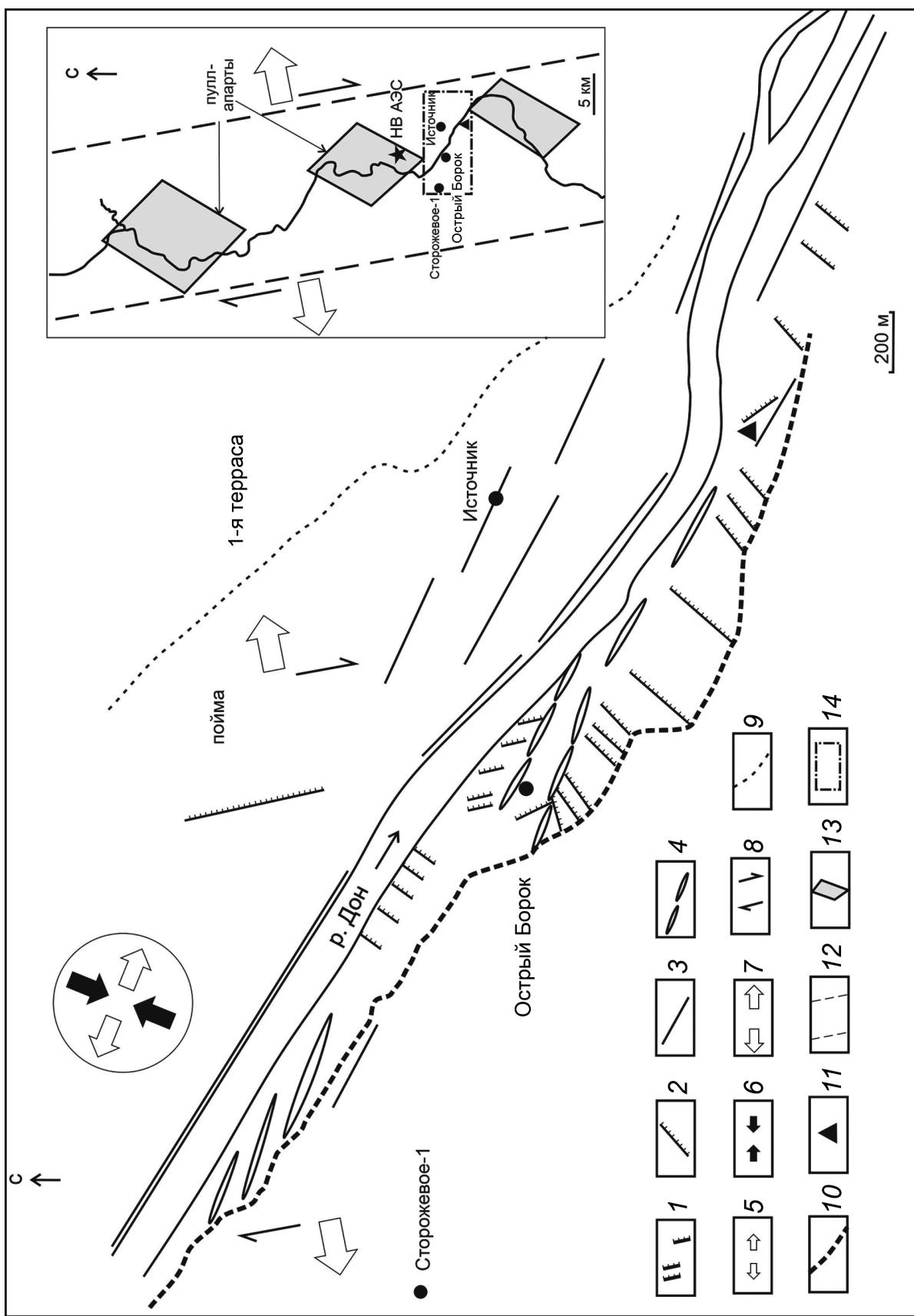


Рис. 4. Геодинамическая обстановка в зоне развития Семилукско-Липецкого разлома: 1 — трещины отрыва, 2 — сколы R2 (трещины отрыва, сгруппированные по направлению сколов), 3 — другие трещины, 4 — оси положительных структур, 5 — оси растяжения, 6 — оси сжатия, 7 — граница поймы и 1-й террасы на Левобережье, 10 — бровка донского уступа на Правобережье, 11 — пункт замера трещин; на врезке: 12 — зона разлома, 13 — впадины типа пулл-апартов, 14 — район исследования



Рис. 5. Кулисное расположение валов в рельефе высокого Правобережья Дона (Острый Борок)

родами [Литосфера..., 2012]. СЛР разделяет области повышенных значений удельного сопротивления пород, образующих изолинии северо-западного простирания на западе, и относительного пониженного сопротивления на востоке. В гравитационном поле Лосевская зона характеризуется существенным повышением плотности мелких локальных элементов поля, образующих цепочки, а также резкой изрезанностью изолиний. Такой рисунок распределения аномалий поля силы тяжести может отвечать геодинамическим обстановкам современного растяжения [Литосфера..., 2012].

В магнитном поле простирание СЛР соосно простиранию осей геомагнитных аномалий разного ранга.

В региональных комплексных геолого-геофизических данных на сводном широтном разрезе [Литосфера..., 2012] СЛР отражен только в структуре фундамента как предположительный, тогда как выше, в осадочном чехле, его проявление не показано.

Более детальными геофизическими исследованиями (гравитационными, магнитными и частично электро- и сейсморазведкой) охарактеризована территория размещения НВАЭС и участок СЛР. По данным глубинного сейсмического зондирования поверхность фундамента, находящаяся на глубине около 110 м под площадкой и 80 м под поймой Дона, интенсивно раздроблена. Выделяются разрывные нарушения различного простирания. Из них диаго-



Рис. 6. Зияющие трещины-рвы в долине р. Россонка на Правобережье Дона

нальные и субмеридиональные разрывы некоторые исследователи, например [Спунгин и др., 2010], проводят через площадку, считая их активными. Однако на геологических профилях, использующих данные бурения, они не выделяются, так же, как и в рельфе земной поверхности. Следовательно, их можно считать древними. По данным сейморазведки фиксируются многочисленные субвертикальные границы, отождествляемые с трещиноватостью пород в кровле верхнедевонских известняков, нарушенной еще и карстовыми процессами, что подтверждается материалами бурения. О трещиноватости рыхлых плиоцен-четвертичных отложений свидетельствуют косвенные признаки — в литологическом составе отложений вертикальные (столбчатые) фациальные неоднородности, которые образованы руслами, обычно использующими вертикальные трещины.

Помимо трещиноватости, в погребенных кровлях верхнедевонских, нижнемеловых и плиоценовых отложений в результате бурения выделяются более крупные, местами глубокие (до 20 м) понижения — палеорусла плиоценового Дона. Некоторым из них на поверхности соответствуют линеаменты, т.е. предположительно эти палеорусла приурочены к тектоническим трещинам. В отдельных местах кровля глинистого нижнемелового водоупора размыта палеоруслами Дона, и в этом случае грунтовые воды, заключенные в плиоценовых и четвертичных песках, соприкасаются с напорными водами девонского горизонта, вследствие чего образуются купола растекания, способствующие развитию суффозионных процессов.

По геодезическим данным западная часть площадки имеет наклон в сторону Дона, т.е. к зоне СЛР, и испытывает опускание со скоростью 0,5 мм/год.

Таким образом, данные инструментальных исследований Семилуки-Липецкого разлома, как региональные, так и детальные, проведенные непосредственно на территории размещения НВАЭС, дополненные данными бурения и полевых исследований долины Дона на участке от устья р. Воронеж до устья р. Потудань, свидетельствуют о наличии зон разуплотнения, дробления и трещиноватости пород, опускания земной поверхности. Все это можно считать признаками растяжения в зоне этого разлома.

**Выводы.** Исследования одного из многочисленных разломов на юге Восточно-Европейской платформы с использованием различных методов — бурения, геофизических, геодезических, тектонофизических, геоморфологических, литологических, а также полевых и литературных данных — позволили определить тип нарушения и его развитие в настоящее время. Семилуки-Липецкий разлом на исследованном участке представляет собой новейший раздвиг, сопровождаемый правосдвиговыми напряжениями. Условия растяжения также доказываются типом трещиноватости в обнаженных породах правобережья Дона, активным развитием обвально-оползневых процессов, поверхностного и погребенного карста, наличием впадин типа пулл-апарт в контурах позднеплейстоцен-голоценовой долины Дона, а также наличием восходящего источника на пойме и опусканием земной поверхности в зоне разлома. По геофизическим данным отмечены субвертикальные границы в погребенных девонских и более молодых отложениях непосредственно под площадкой НВАЭС, что свидетельствует о раздробленности пород на глубине. С раздробленностью пород связаны фиксируемые бурением карст и трещиноватость в коренных породах и четвертичных отложениях. На территории НВАЭС по данным бурения меловые отложения на право- и левобережье Дона (т.е. на разных крыльях разлома) лежат на одном уровне. Геологической съемкой в окрестностях НВАЭС не установлены деформации осадочных, в том числе четвертичных, отложений.

Условия растяжения в исследуемом районе обусловлены различными причинами, но все они связаны с развитием крупного Окско-Донского прогиба, в состав которого входит территория исследования. Для новейшей структуры прогиба характерна система продольных, вытянутых вдоль него сопряженных зон поднятия и зон относительного опускания. Меридиональные линеаменты, выделенные по широким речным долинам, интерпретируются как формы растяжения. При этом часть линеаментов отражает выделенные по геофизическим данным разломы фундамента (Лосевско-Мамонский и др.), среднедевонские желoba в южной части прогиба, осложняющие восточное крыло Воронежской антиклизы, флексурный перегиб в кровле палеозойских

отложений (над ним меридиональная долина р. Цна) и др. Такую структуру прогиба М.Л. Копп объяснил [2002, 2004] давлением с юга, со стороны Альпийского пояса, в частности Кавказа.

Однако выдержанную на сотни километров меридиональность структуры новейшего прогиба и составляющих его локальных прогибов и поднятий, а также тот факт, что эта меридиональность установлена и для докембрийской структуры фундамента еще в протерозойское время (Лосевская шовная зона) и существовала в отдельные периоды палеозоя и мезозоя, сложно объяснить только давлением с юга в новейшее время. Обстановка растяжения может быть связана и с внутриплатформенными процессами. Расширение прогиба и структуры растяжения в его пределах могут быть результатом влияния глубинных подкоровых процессов, обусловленных подъемом мантийного вещества и его растеканием под смежные Воронежское и Приволжское поднятие [Макарова и др., 2002]. Подтверждением этого может быть известное «утяжеление» восточной части Воронежского массива, а также утонение и другие особенности земной коры под прогибом, выявленные по геофизическим данным [Краснопевцева, Щукин, 2000; Геотраверс..., 2002]. Ранее А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский считали Окско-Донской прогиб большим рвом Восточно-Европейской платформы или глубокой трансрегиональной дислокацией, не раскрывшимся рифтом. Как новейшая структура Окско-Донской прогиб существует с раннего миоцена, о чем свидетельствует морской залив этого возраста, существовавший в его восточной части. На протяжении всего новейшего этапа происходила миграция Дона в западном направлении со скоростью 5–6 мм/год [Макарова и др., 2008], и в настоящее время он врезается в склон Воронежского поднятия. Причиной этого может быть рост При-

волжского поднятия, сопровождающийся влиянием ротационных процессов.

Семилуки-Липецкий разлом находится на площади близкого к поверхности залегания фундамента и наследует древний разлом, один из тех, с которыми связывают образование блоковых новейших структур, а следовательно, и различные значения амплитуды вертикальных перемещений. Полученные данные не подтверждают вертикальных движений по разлому, по крайней мере на изученном участке. Но в этап новейшей тектонической активизации под действием горизонтального растяжения, инициированного давлением с юга со стороны границ литосферных плит или внутриплатформенными глубинными источниками деформации, разлом проявился в виде раздвига со сдвиговой компонентой. Интенсивная трещиноватость пород и развитие современных оползневых и обвальных процессов, свежих трещин отрыва-рвов на поверхности, а также сейсмичность границы, разделяющей Воронежское поднятие и Окско-Донской прогиб, свидетельствуют об активности тектонических процессов на исследуемой территории и в настоящее время. Детальное изучение Семилуки-Липецкого разрывного нарушения позволило выявить в этом районе новые для Восточно-Европейской платформы структуры — крупные гравитационно-тектонические массивы и впадины типа пулл-апарт.

Проведение аналогичных детальных исследований линеаментов, отождествляемых с разломами фундамента, хотя и на сравнительно небольших участках, может дать материалы для определения типа разломов, их роли в формировании новейших структур платформы, активности в настоящее время и влияния на негативные процессы, происходящие на территориях различных инженерных объектов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геотраверс «Гранит»: Восточно-Европейская платформа — Урал — Западная Сибирь (Строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Под ред. С.Н. Кашубина. Екатеринбург, 2002. 312 с.

Грачев А.Ф. Карта новейшей тектоники Северной Евразии, м-б: 1:5 000 000. М.: МПР РФ, РАН, 1997.

Иванченко Г.Н. Оценка неотектонической активности Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны по геоморфологическим признакам // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2005. С. 126–134.

Карта новейшей тектоники Северной Евразии м-б: 1:5 000 000 / Гл. ред. А.Ф. Грачев. М.: МПР РФ, РАН, 1997.

Копп М.Л. Кинематика новейшей структуры и сейсмичность Окско-Донского миоцен-четвертичного прогиба // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 3. С. 387–392.

Копп М.Л. Окско-Донской новейший прогиб. Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 2004. (Тр. ГИН РАН; вып. 552). С. 190–237.

Космоктектоническая карта Восточно-Европейской платформы и ее обрамления / Ред. В.Е. Хайн. Л.: ВСЕГЕИ, 1989.

Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 73–84.

Литосфера Воронежского кристаллического массива по петрофизическим и геофизическим данным / Под ред. Н.М. Чернышова. Воронеж: Науч. книга, 2012. 326 с.

Макарова Н.В., Макаров В.И., Корчуганова Н.И. и др. Окско-Донской прогиб — неотектоническая активная зона Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 3–13.

Макарова Н.В., Макаров В.И., Суханова Т.В. О соотношении эрозионных и тектонических процессов в платформенных и горных условиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 5. С. 4–11.

Надежка Л.И., Орлов Р.А., Пивоваров С.П. и др. О связи параметров сейсмического шума с геологическими и геодинамическими особенностями Воронежского кри-

сталлического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 2003. № 2. С. 179–185.

Надежка Л.И., Пивоваров С.П., Ефременко М.А. Семенов А.Е. О землетрясениях на территории Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология. 2010. № 1. С. 233–242.

Орлов Р.А. Использование микросейсмического шума для решения геологических задач в условиях платформы (на примере Воронежского кристаллического массива): Автореф. канд. дисс. Екатеринбург, 2011. 23 с.

Раскатов Г.И., Лукьянов В.Ф., Старухин А.А. и др. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та., 1976. 120 с.

Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. М.: Наука, 1980.

Сим Л.А. Неотектонические напряжения Восточно-Европейской платформы: Автореф. докт. дисс. М., 1996.

Сим Л.А., Маринин А.В., Брянцева Г.В., Гордеев Н.А. Результаты изучения тектонических напряжений в регионах Северной Евразии // Геодинамика и тектонофизика. (Ин-т земной коры Сиб. отделения РАН). 2018. Т. 9, № 3. С. 771–800.

Спунгин В.Г., Бурчик В.А., Скворцов А.Г. Сейсмические сигналы турбогенераторов НВАЭС-1 в пределах площадки НВАЭС-2 и их связь с особенностями строения геологической среды // Мат-лы. XVI междунар. конф. «Структура, свойства, динамика и минерализация литосферы Восточно-Европейской платформы». Т. 2. Воронеж: Науч. книга., 2010. С. 245–250.

Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. Воронеж: ВГУ, 2002. 220 с. (Пр. НИИ геологии Воронежского гос. ун-та)

Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.М., Стрик Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–30.

Статья поступила в редакцию 31.05.2022,  
одобрена после рецензирования 08.06.2022,  
принята к публикации 26.01.2023

УДК 551.5

# ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ МЕТОДОМ ВЫСОКОТОЧНОЙ ЦИКЛИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗОВ МЕЗОЗОЯ–КАЙНОЗОЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

**Руслан Рустемович Габдуллин<sup>1</sup>** 

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

**Аннотация.** Построены сводные палеотемпературные кривые (значения среднегодовой температуры и температуры поверхностных вод) для высоких и низких широт Северной Евразии. На их основе составлена модель климатической истории Северного полушария в мезозое–кайнозое. Проанализирована связь вариаций климата с другими значимыми геологическими событиями — циклами эксцентриситета орбиты Земли, импактными событиями, инверсиями геомагнитного поля.

**Ключевые слова:** циклостратиграфия, палеогеография, палеоклиматология, мезозой, кайнозой, Северная Евразия

**Для цитирования:** Габдуллин Р.Р. Палеоклиматические реконструкции методом высокоточной циклической корреляции на примере разрезов мезозоя–кайнозоя Северной Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 23–34.

## PALEOCLIMATIC RECONSTRUCTIONS BY THE METHOD OF HIGH-PRECISION CYCLIC CORRELATION ON THE EXAMPLE OF MESOZOIC-CENOZOIC SECTIONS OF NORTHERN EURASIA

**Ruslan R. Gabdullin<sup>1</sup>** 

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Gabdullin@fgp.msu.ru

**Abstract.** Composite paleotemperature curves (values of average annual temperature and sea surface temperature) for high and low latitudes of Northern Eurasia have been compiled. Based on them, a model of the climatic history of the Northern Hemisphere in the Mesozoic-Cenozoic was compiled. The relationship of climate variations with other significant geological events — cycles of eccentricity of the Earth's orbit, impact events, inversions of the geomagnetic field is analyzed.

**Key words:** cyclostratigraphy, paleogeography, paleoclimatology, Mesozoic, Cenozoic, Northern Eurasia

**For citation:** Gabdullin R.R. Paleoclimatic reconstructions by the method of high-precision cyclic correlation on the example of Meso-Cenozoic sections of Northern Eurasia. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 23–34. (In Russ.).

**Введение.** Палеогеографические реконструкции — неотъемлемая часть региональной и поисковой геологии. Дальнейшая детализация условий седimentации в осадочных бассейнах востребована как для понимания геологической истории Земли в целом, так и ее отдельных регионов, но также и в прикладном приложении геологии — для поиска и разведки полезных ископаемых, инженерно-геологических изысканий при строительстве.

К настоящему моменту накоплен большой массив фактической информации о палеогеографических условиях формирования осадочных толщ. Имеются обобщающие работы с компилятивными кривыми значений палеотемпературы для фанерозоя [Scotese et al., 2021] и др.

В объяснительных записках к государственным геологическим картам России и зарубежных стран в разделах о истории геологического развития приведены данные о палеогеографических условиях. Вместе с тем в подавляющем большинстве случаев дается качественная и полукачественная оценка

типа климата (тропический, близкий к тропическому и т. д.). Тенденции к изменению этих палеогеографических параметров описываются так: климат стал более (или менее) тропическим. С такими качественными или полукачественными оценками трудно не согласиться, но они не дают конкретных количественных значений, а значит, по ним невозможно провести детальные палеогеографические реконструкции.

**Материалы и методы исследования.** Дальнейшим развитием идеи циклостратиграфической шкалы для Русской плиты и ее южного обрамления [Габдуллин, 2003, 2004а-в] для позднемелового интервала геологической истории стало создание циклостратиграфической шкалы Северной Евразии для мезозоя–кайнозоя. Помимо метода циклостратиграфической корреляции использовался метод климатостратиграфии. Это позволило оценить климатические вариации в высоких широтах Северной Евразии (Бореальный бассейн) в меловом периоде и кайнозое [Габдуллин и др., 2019], то же самое сделано

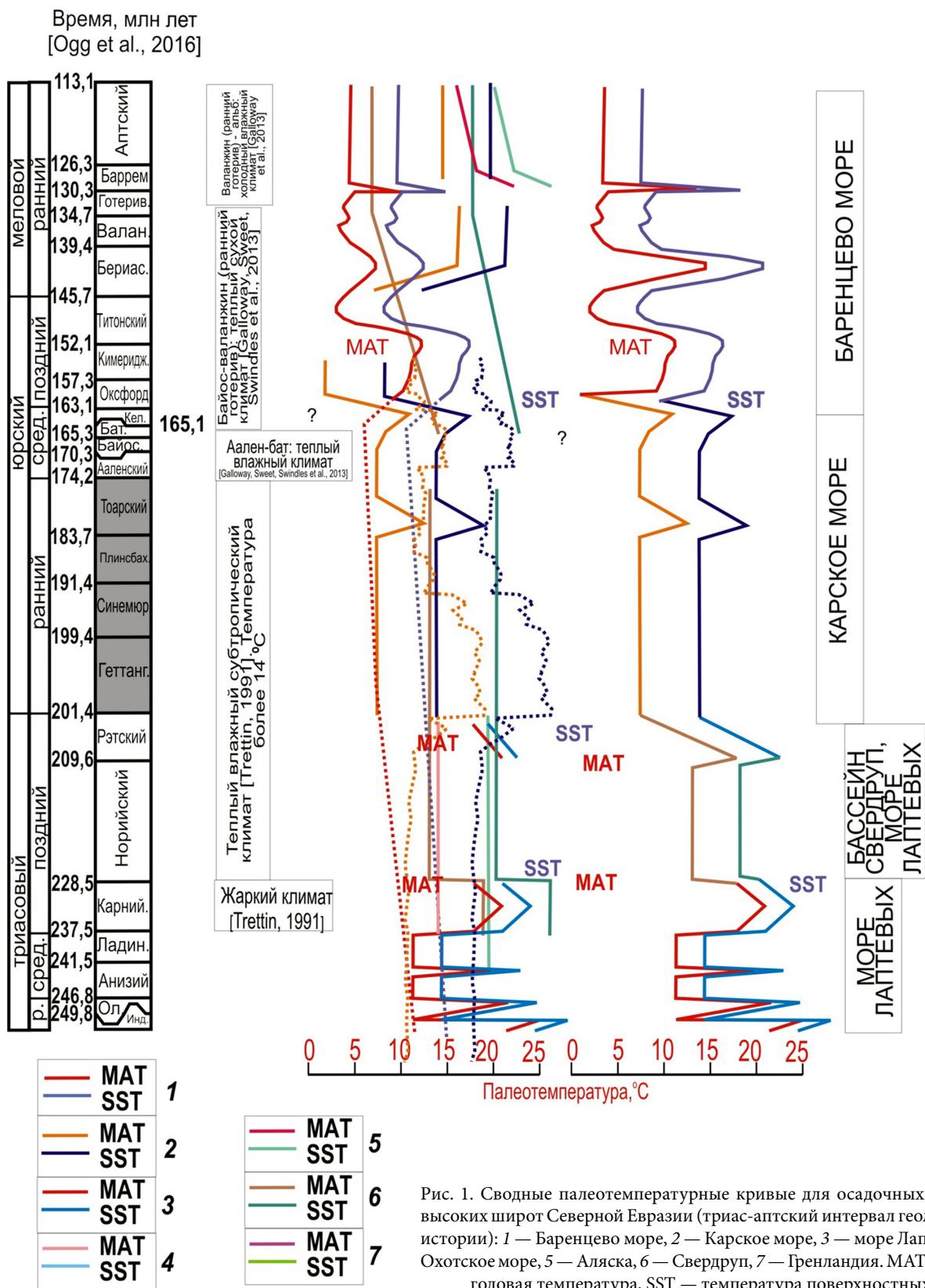


Рис. 1. Сводные палеотемпературные кривые для осадочных бассейнов высоких широт Северной Евразии (триас-аптский интервал геологической истории): 1 — Баренцево море, 2 — Карское море, 3 — море Лаптевых, 4 — Охотское море, 5 — Аляска, 6 — Свердруп, 7 — Гренландия. MAT — средняя годовая температура, SST — температура поверхностных вод

для юрско-кайнозойского интервала геологической истории [Габдуллин и др., 2021] низких широт Евразии (Тетиический бассейн).

Для разрезов Северной Евразии автором выполнена классификация седиментогенных формаций осадочных бассейнов мезозоя–кайнозоя

по различным тектоническим (геодинамическим) обстановкам [Тектонический кодекс России, 2016] и по различным климатическим обстановкам [Синицын, 1980]. Смысловым каркасом послужили разрезы и лабораторно-аналитические данные о пробах из них, изученные рекогносцировочно или

детально автором или в соавторстве. Графическая визуализация включала оформление в стиле легенды к государственной геологической карте (ГГК). В случае отсутствия актуальных легенд к ГГК, которые служили бы стратиграфической основой, такие легенды были составлены автором с использованием опубликованных данных и фондовой литературы. Стилизованные по легенде к ГГК формации стратонов — помимо климатической и геодинамической интерпретации — были дополнены палеогеографической информацией, включавшей построение кривых палеоглубины, палеосолености и палеотемпературы.

Этот комплекс характеристик собран или создан автором для следующих регионов Тетиса, Перитетиса и Паратетиса в мезозое–кайнозое (частично — для Атлантического океана): Западного Внутреннего бассейна, периокеанического прогиба Аларгве, Лиссабонской и Ронской впадин, Гвадалквивирского краевого прогиба, Андалузских гор, Балеарских островов, Кантабрийских гор, Аквитанской впадины, Восточно-Европейской платформы, Горного Крыма, Большого Кавказа, Кубадага, Большого Балхана, Копетдага. Аналогичный массив данных приведен автором для Арктического и Субарктического регионов — Аляски, бассейна Свердруп, Гренландии, акватории Баренцева моря (арх. Шпицберген, Баренцевская плита, Восточно-Баренцевский мегапрогиб), акватории Карского моря (Южно- и Северо-Карская СФО, Лаптевская и Анжу́йская СФО, хр. Ломоносова), акватории Восточно-Сибирского моря (поднятие Де-Лонга, Ломоносовско-Менделеевская флексурно-разломная зона, впадина Подводников, поднятие Кучерова и прогиб Вильницкого, Предменделеевская структурная ступень) и акватории Охотского моря (Прибрежная моноклиналь, Лонговское поперечное поднятие, Южно- и Северо-Чукотские прогибы, вал Барроу).

В результате проведенного анализа установлена хорошая сходимость результатов определения палеогеографических условий седиментации (включая палеоклиматические) по геохимическим, палеонтологическим и литологическим данным [Габдуллин и др., 2019, 2021].

**Результаты исследований и их обсуждение.** **Высокие широты.** Сводные палеотемпературные кривые (МАТ — среднегодовая температура, SST — температура поверхностных вод для осадочных бассейнов высоких широт Северной Евразии) приведены на рис. 1 и 2. На них видна климатическая цикличность, в большинстве случаев тренды вариаций совпадают или близки. С использованием этого массива данных были составлены сводные палеотемпературные кривые (МАТ и SST) для высоких широт Северной Евразии. Таким же способом составлены сводные палеотемпературные кривые для Бореального и Тетического бассейнов [Габдуллин и др., 2019, 2021]. В частности, для юрско-валанжинского интервала геологической истории были

взяты данные расчета значений палеотемпературы из разреза Лескинской скважины [Габдуллин, 2022].

На рис. 3 приведена модель климатической истории для бассейнов высоких широт Северной Евразии. В триасе в западной части Северной Евразии господствовал тропический тип климата, значения MAT составляли 25–30 °C, а в восточной — субтропический, для которого характерные величины MAT составляли 18–21 °C [Синицын, 1980; Trettin, 1991]. Последний тип климата характеризует западную часть Северной Евразии в юрско-валанжинское время, в то время как на востоке доминировал умеренный тип климата со значениями MAT 14–17 °C. В готерив-сантоунское время существовал умеренный тип климата со значениями MAT 3–17 °C (MAT 3–10 °C [Galloway et al., 2013] или 12–17 °C [Синицын, 1980]). В кампан-лютетское время на западе существовал субтропический тип климата с величинами MAT 16–25 °C, а на западе — умеренный тип климата со значениями MAT около 10 °C [Синицын, 1980], по составленным автором палеотемпературным кривым — MAT 7–15 °C. В бартон-бурдигальское время доминировал умеренный климат с величинами MAT 3–17 °C (MAT около 10 °C [Синицын, 1980]). В лангий-пьяченское время существовал субарктический тип климата (MAT 0–10 °C [<http://labmpg.ssc.ru/a72.html>]), а в четвертичное — арктический тип (MAT <0 °C [Сорокина, Гущина, 2006]). В ранне-среднетриасовое и позднетитон-валанжинское время климат был сухим, а в норийско-раннетитонское и сантон-плиоценовое время — влажным [Синицын, 1980; Trettin, 1991; Galloway et al. 2013].

В позднетриасовое, позднеготерив-сеноманско и палеоген-неогеновое время происходило угленакопление, в позднетитон-валанжинское время — накопление нефтегазоматеринских осадков. В норийско-раннетитонское и готерив-плиоценовое время доминировал влажный тип климата. Время формирования каолинитсодержащих кор выветривания отвечает fazam потепления климата.

Циклы эксцентриситета Земли 3-го (1,29 млн лет), 4-го (2,03 млн лет) и 5-го (3,4 млн лет) порядков [Berger, 1989; Fisher, Ripepe, 2021; Габдуллин, 2002] сопоставлены со шкалой геологического времени. Интервалу мезозойско-кайнозойской истории отвечают 74 цикла эксцентриситета 3-го порядка, 124 цикла — 4-го порядка, 195 циклов — 5-го порядка. Выделены фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета, и эти моменты геологической истории сопоставлены с палеотемпературными кривыми. Красными горизонтальными линиями на циклостратиграфической шкале показаны моменты, когда фаза совпадения разнопорядковых циклов коррелирует с фазой относительного потепления климата, а синими — похолодания. Выделены 21 фаза относительного похолодания и 21 фаза относительного потепления климата в моменты 42 faz совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета. По границе мезозоя и кайнозоя проходит

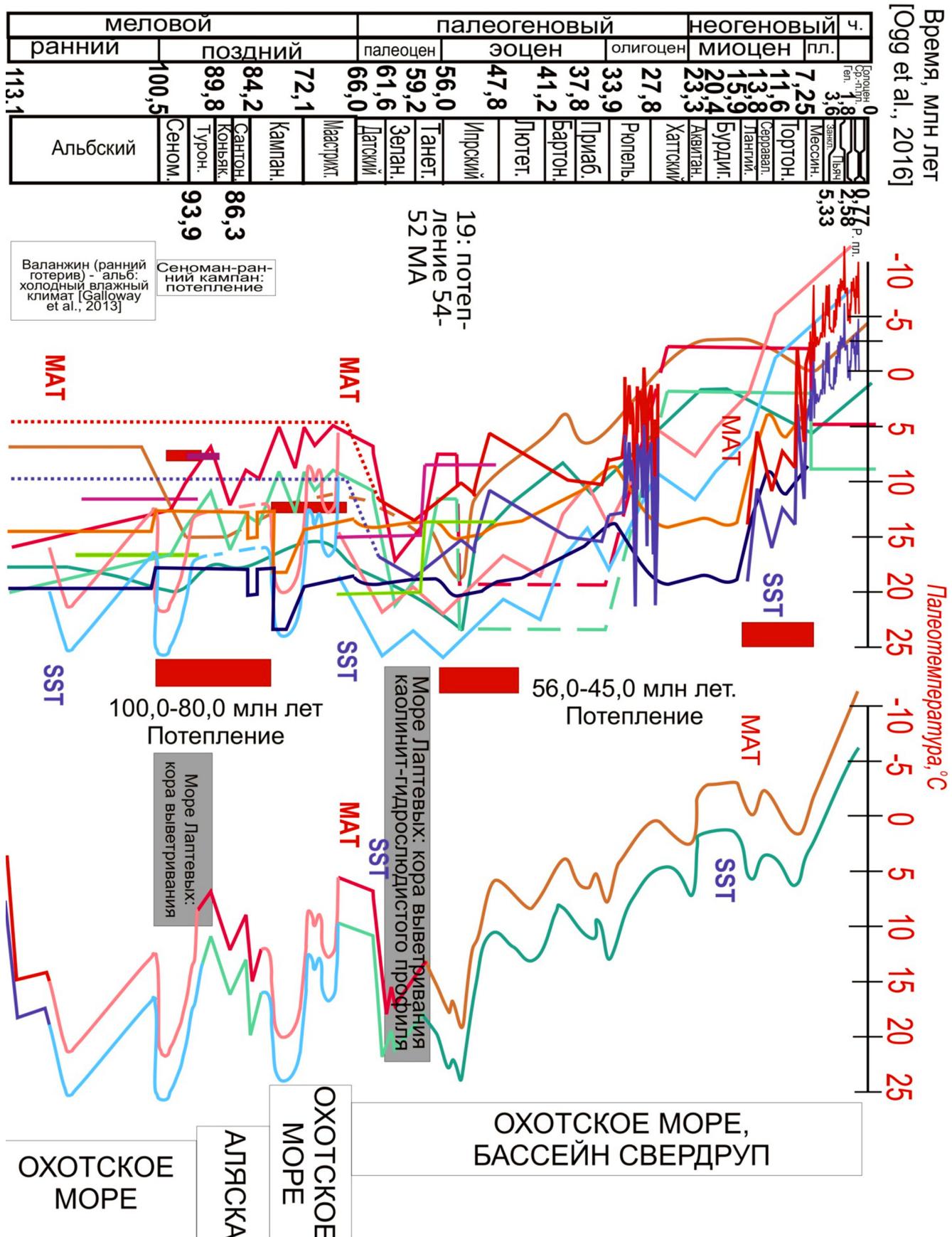


Рис. 2. Сводные палеотемпературные кривые для осадочных бассейнов высоких широт Северной Евразии (альб-голоценовый интервал геологической истории). Условные обозначения см. на рис. 1

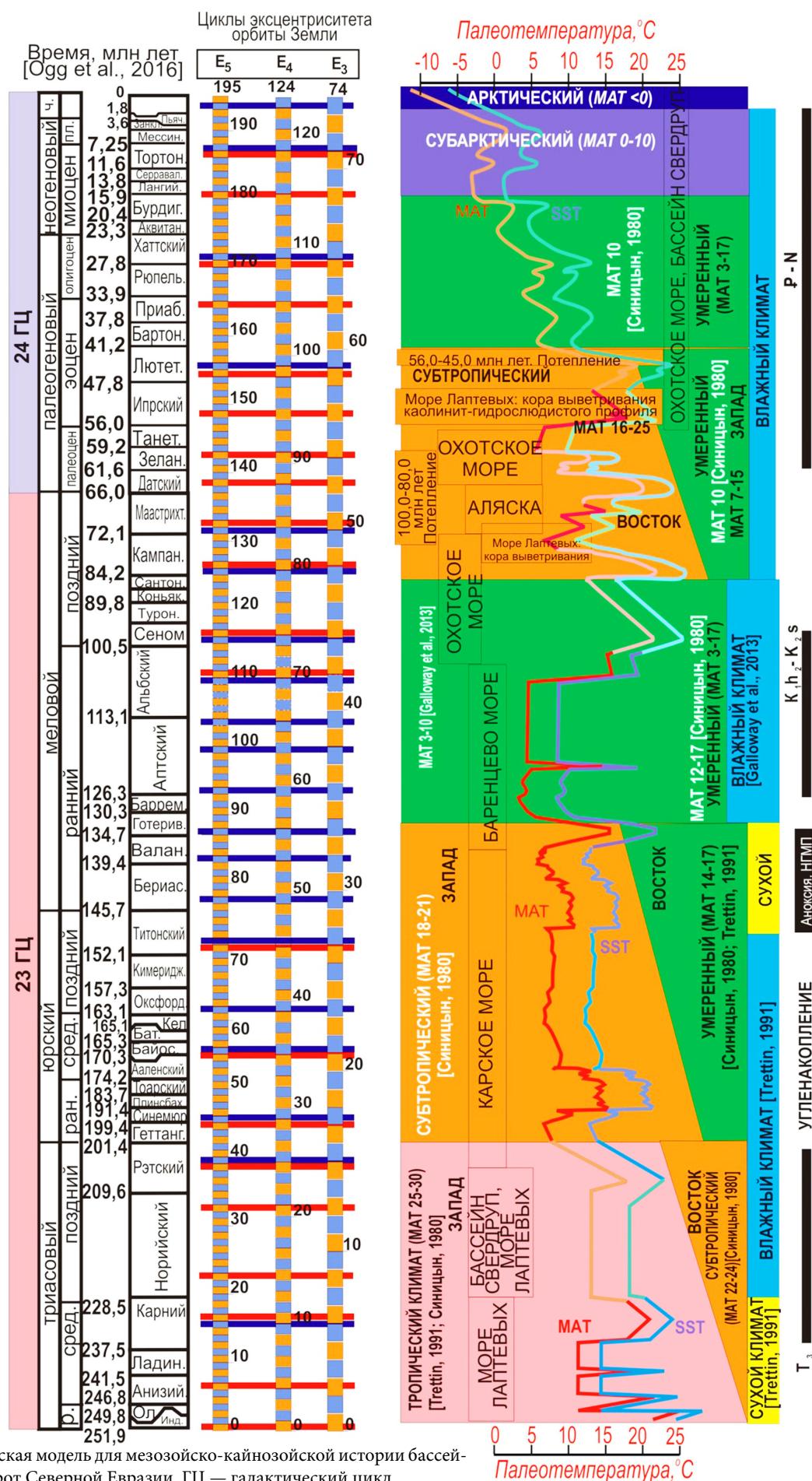


Рис. 3. Сводная климатическая модель для мезозойско-кайнозойской истории бассейнов высоких широт Северной Евразии. ГЦ — галактический цикл

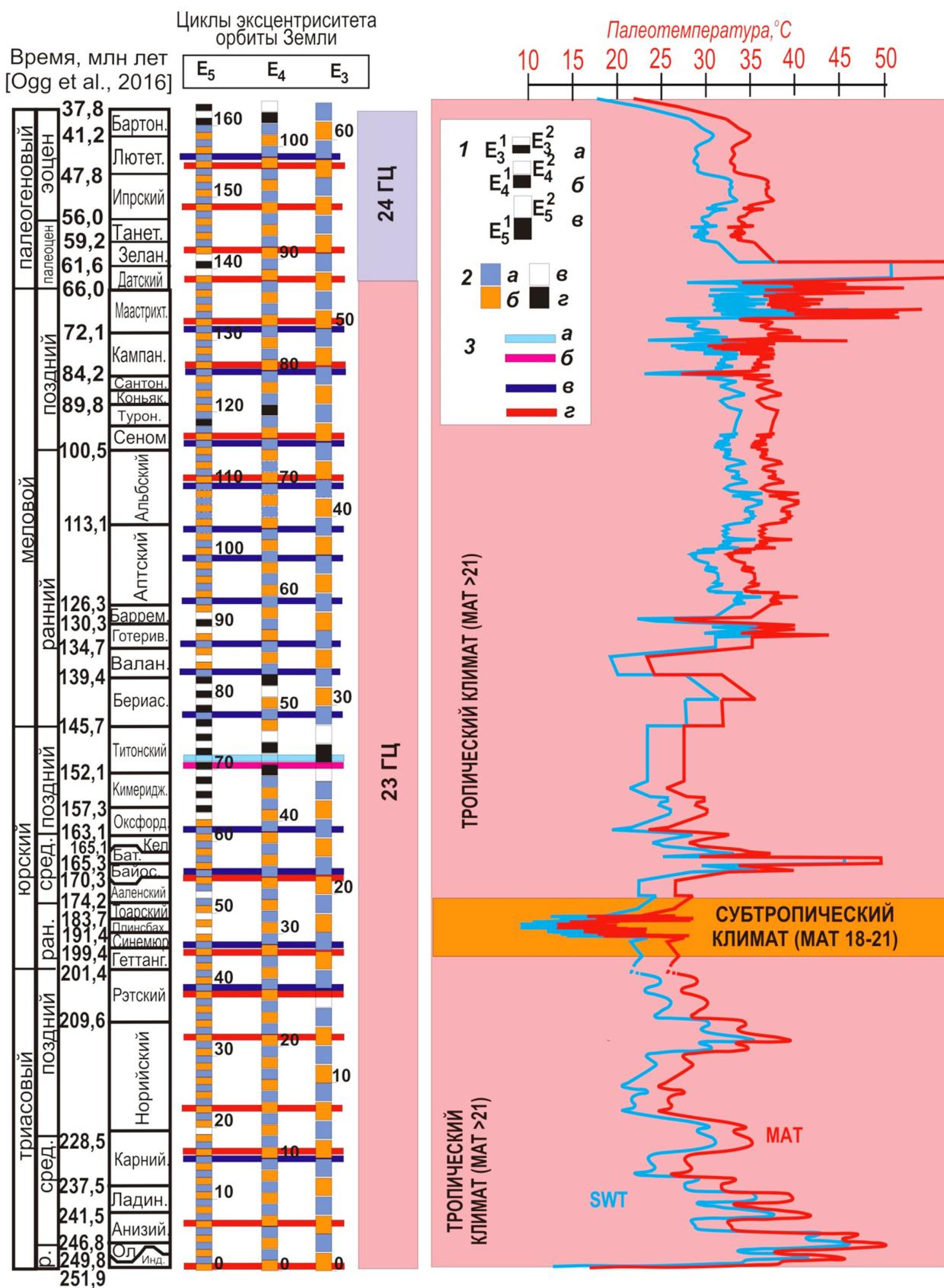
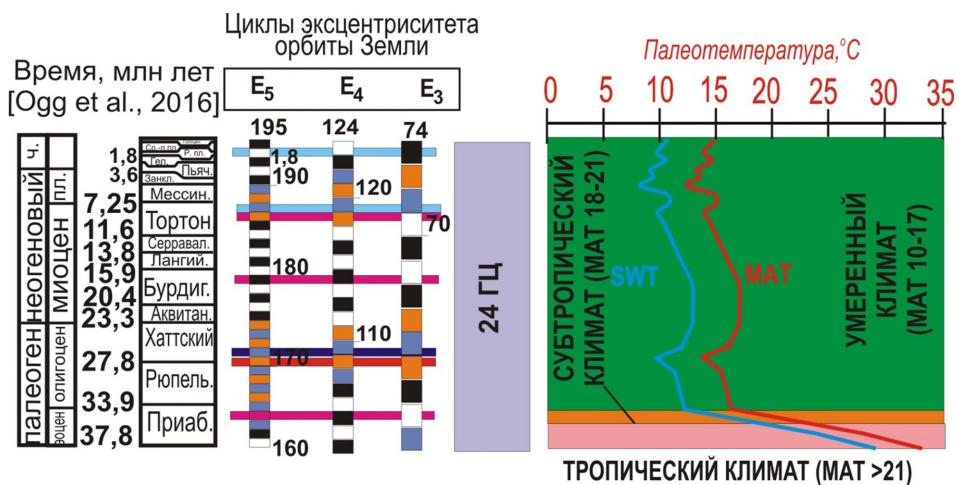


Рис. 4. Сводные палеотемпературные кривые для осадочных бассейнов низких широт Северной Евразии (триас-плиоценовый интервал геологической истории): 1 — циклы эксцентриситета орбиты Земли по [Fisher et al., 1989; Габдуллин, 2002]: а — 3-го порядка (1,29 млн лет); б — 4-го порядка (2,03 млн лет); в — 5-го порядка (3,4 млн лет); 2 — циклы эксцентриситета орбиты Земли: а — совпадающие с фазами похолодания климата; б — совпадающие с фазами потепления климата; в и г — нет достоверных данных о совпадении с фазами потепления или похолодания климата; 3 — фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета: а — предположительно отвечающие фазам похолодания климата; б — предположительно отвечающие фазам потепления климата; в — достоверно отвечающие фазам похолодания климата; г — достоверно отвечающие фазам потепления климата

Рис. 5. Сводные палеотемпературные кривые для осадочных бассейнов низких широт Северной Евразии (эоцен-современный интервал геологической истории). Условные обозначения см. на рис. 4



рубеж между 23-м и 24-м галактическими циклами (годами) по [Епифанов, 2007а, б; Гаршин, 2012].

**Низкие широты.** Для бассейнов океана Тетис в интервале геологической истории с триаса по квартер были составлены сводные палеотемпературные кривые (рис. 4 и 5). Этому фрагменту геологической истории отвечают условия тропического типа климата с величиной МАТ более 21 °C, за исключением позднелейасового времени, когда доминировал тропический тип климата с величиной МАТ < 21 °C.

На рис. 4 и 5 представлены циклостратиграфические шкалы, на которых показано, что для части циклов эксцентриситета орбиты Земли нет достоверных данных о совпадении с фазами потепления или похолодания климата, это объясняется отсутствием детальных данных о климатической истории этого региона. Помимо фазы совпадения разнопорядковых циклов, которые достоверно отвечают фазам похолодания или потепления климата, имеются и предположительные фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета, отвечающих фазам похолодания или потепления климата.

**Корреляция вариаций климата с переломными моментами в геологической истории Земли.** Проанализирована связь вариаций климата и фаз совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета с моментами импактных событий и инверсии магнитного поля Земли (рис. 6 и 7). В подавляющем большинстве случаев такая корреляция установлена. Только три момента совмещения разнопорядковых циклов эксцентриситета — в конце апта, в середине сеномана и зеландия — не коррелируют с моментами инверсии магнитного поля. Для десяти импактных событий, время которых точно не определено и имеет значительный (до десятков миллионов лет или даже более) диапазон возможного времени падения на Землю астероидов и крупных метеоритов, привязка к моментам совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета была проведена условно (на рисунках показаны синим). Для большинства остальных импактных событий время определено существенно более точно (на рисунках показаны красным).

На циклостратиграфической шкале показаны фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета и их отражение в вариациях климата в осадочной летописи бассейнов низких и высоких широт. В частности, показаны фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета, отвечающие фазам похолодания или потепления климата, которые установлены достоверно или предположительно. Подчеркнем, что если для бассейнов низких широт фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета, отвечающие фазам похолодания или потепления климата, установлены предположительно, то для бассейнов высоких широт, как правило, они установлены достоверно и наоборот. К моментам совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета тяготеют фазы тектоно-магматической активизации.

Вариации климата связаны с циклами эксцентриситета орбиты Земли. Фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета коррелируют с инверсиями магнитного поля Земли. В случае сдвоенных фаз совпадения циклов магнитное поле меняется трижды. Фазам совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета отвечает не менее 1/5 границ геологических веков, при этом около 1/10 части границ геологических веков предшествуют или следуют через интервал времени, отвечающий циклу эксцентриситета 3-го порядка, или тяготеют к фазам совпадения циклов эксцентриситета.

**Модель климатической истории Северного полушария в мезозое–кайнозое.** В итоге обобщения большого массива данных построены сводные кривые изменения палеотемпературы не только для отдельных бассейнов и их частей, но и для экваториальной и полярной областей Северного полушария в мезозое–кайнозое — предложена модель климатической истории Северного полушария для этого времени (рис. 8). Отличие предлагаемой автором модели от моделей, опубликованных ранее, состоит в корреляции вариаций климата с астрономо-климатическими циклами Миланковича (ЦМ). Вариации значений палеотемпературы в разных бассейнах, как правило, синхронны.

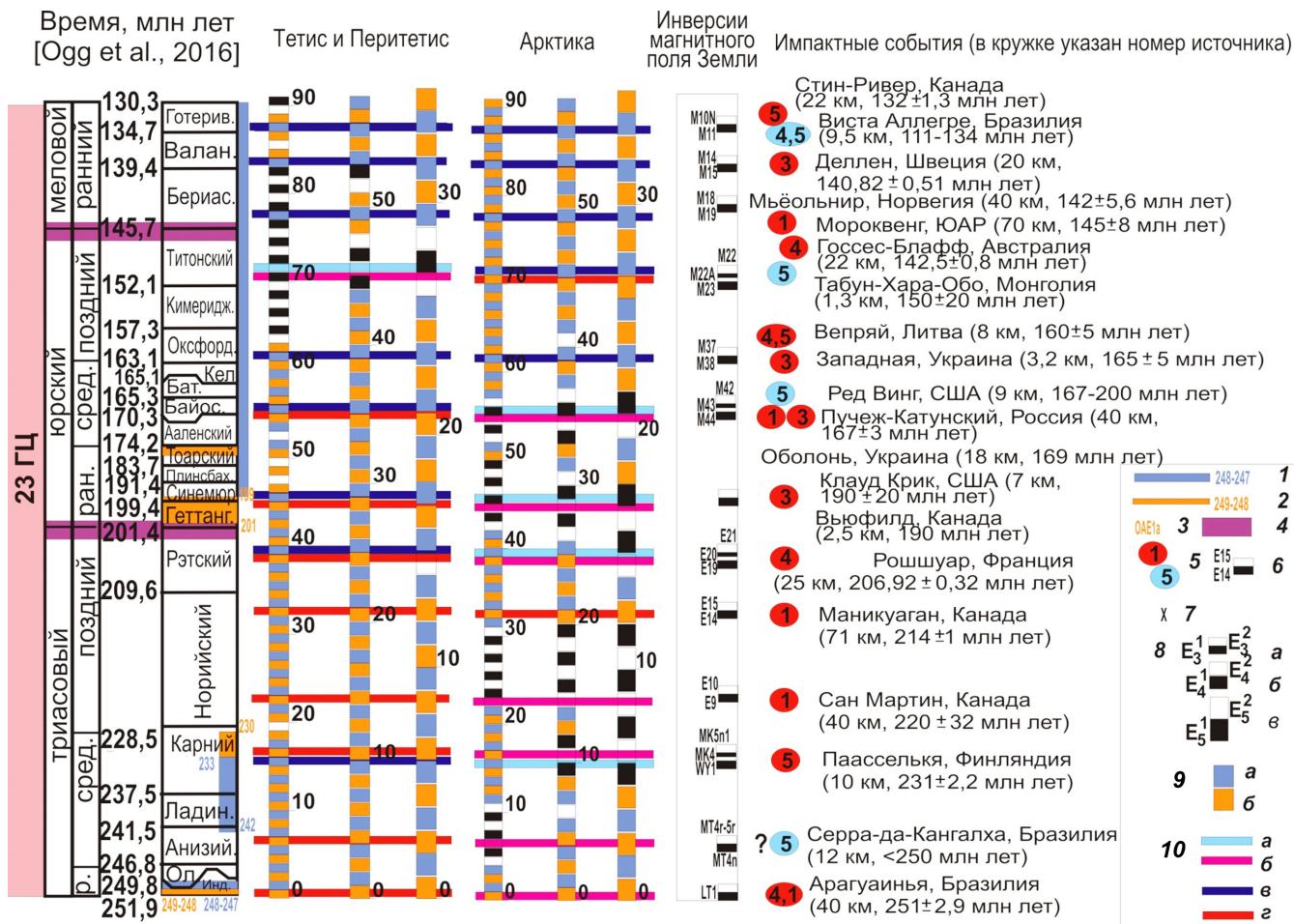


Рис. 6. Корреляционная схема основных геологических событий (климатических, тектоно-магматических, циклических, геомагнитных и импактных для триас-готеривского этапа развития на примере осадочных бассейнов высоких и низких широт Северной Евразии). Геологические события (1–3 по [Scotise et al., 2021]): 1 — фазы похолодания климата и время, млн лет; 2 — фазы потепления климата и время, млн лет; 3 — океанические бескислородные события и их номера; 4 — фазы тектоно-магматической активизации; 5 — импактные события (в кружке указан номер источника, источники: 1 — [Scotise et al., 2021]; 2 — <http://labmpg.ssc.ru/a72.html>; 3 — [Shania et al., 2021]; 4 — [Indu et al., 2021]; 5 — [Schmieder, Kring, 2020]; 6 — инверсии магнитного поля Земли по [Gradstein et al., 2020]; 7 — инверсии магнитного поля нет; 8 — циклы эксцентриситета орбиты Земли по [Fisher et al., 1989; Габдуллин, 2002]: а — 3-го порядка (1,29 млн лет); б — 4-го порядка (2,03 млн лет); в — 5-го порядка (3,4 млн лет); 9 — циклы эксцентриситета орбиты Земли: а — совпадающие с фазами похолодания климата; б — совпадающие с фазами потепления климата; 10 — фазы совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета: а — предположительно отвечающие фазам похолодания климата; б — предположительно отвечающие фазам потепления климата; г — достоверно отвечающие фазам похолодания климата; д — достоверно отвечающие фазам потепления климата. Для большинства импактных событий время точно определено (показаны красным цветом), для десяти импактных событий время точно не определено (показаны синим цветом)

При построении этой модели автором использованы градиенты широтного изменения среднегодовой палеотемпературы (MAT) для позднего миоцена и позднего плиоцена [Utescher et al., 2017] и мела [Herman, Spicer, 2010], а также градиенты значений температуры поверхности морских вод (SST) для эоцена [Speelman et al., 2010]. В диапазоне широт от 30 до 70° с. ш. значения MAT и SST близки, в высоких широтах величины SST, как правило, выше MAT на несколько градусов, а в низких широтах, наоборот, ниже. Выделены области теплого тропического (MAT 25–30 °C), прохладного тропического (MAT 21–25 °C) климата, а также субтропического (MAT 17–21 °C), умеренного (MAT 10–17 °C), субарктического (MAT 0–10 °C) и арктического климата (MAT < 0 °C).

**Заключение.** Самые существенные вариации климата и смены эпох типов климата происходили в моменты совпадения циклов эксцентриситета разных порядков. Выделена 41 фаза совпадения разнопорядковых циклов эксцентриситета для триас-четвертичного интервала геологической истории Земли. В осадочных бассейнах Северной Евразии, а также в океанических бассейнах Тетис, Бореальном и Северном Ледовитом океане в мезозойско-кайнозойском интервале геологической истории выделяется не менее 19 климатических циклов, установленных по геохимическим и палеонтологическим данным и формационному анализу стратонов. С этими же рубежами времени совпадают фазы тектоно-магматической активизации и моменты падения крупных метеоритов и астероидов, которые вызывали кра-

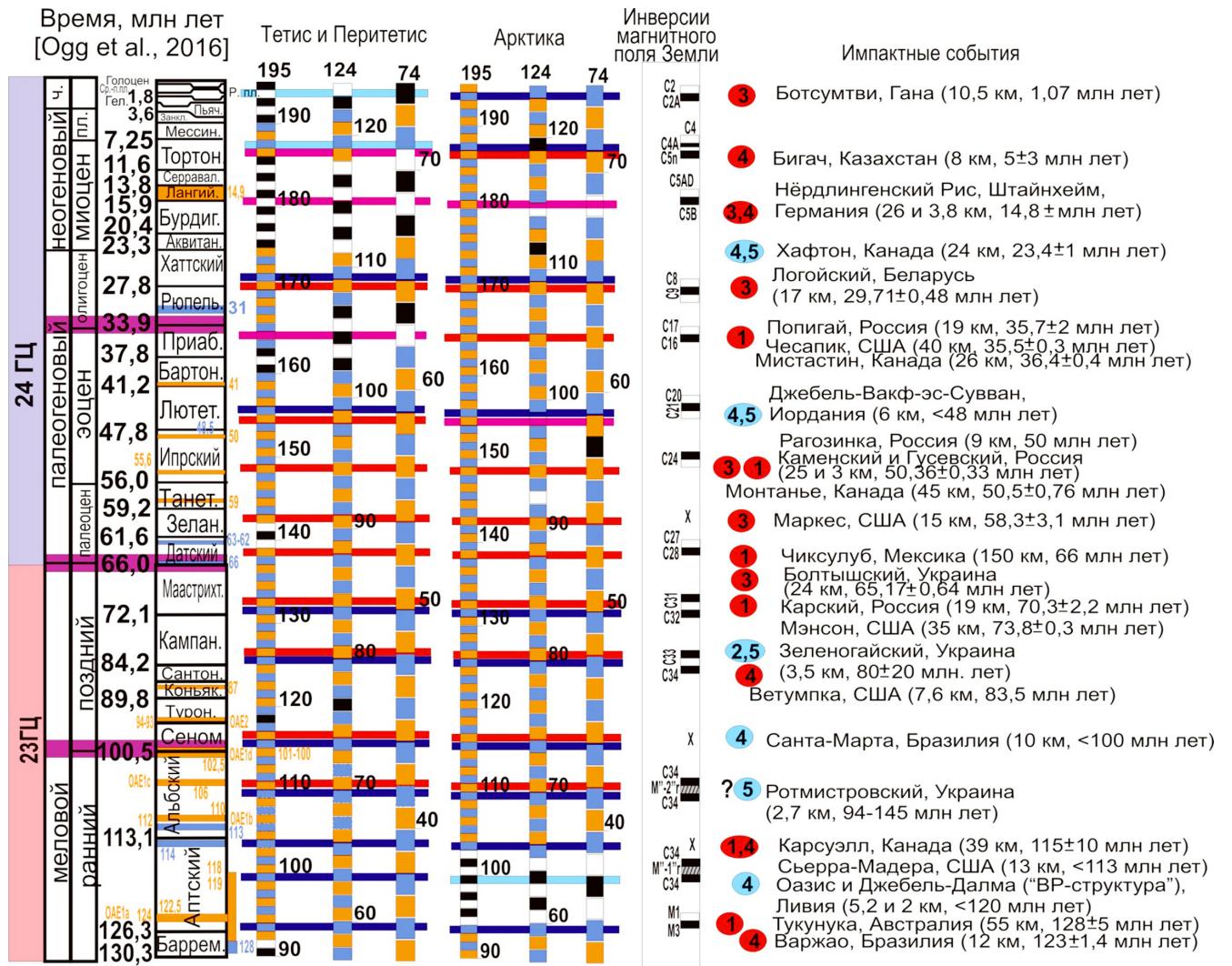


Рис. 7. Корреляционная схема основных геологических событий (климатических, тектоно-магматических, циклических, геомагнитных и импактных для валанжин-четвертичного этапа развития на примере осадочных бассейнов высоких и низких широт Северной Евразии). Цифры в кружках — номер источника: 1 — [Scotise et al., 2021]; 2 — <http://labmpg.sssc.ru/a72.html>; 3 — [Shania et al., 2021]; 4 — [Indu et al., 2021]; 5 — [Schmieder, Kring, 2020]

тковременные похолодания, что дает возможность считать циклы эксцентризитета одним из критериев периодизации геологической истории Земли на примере предложенной модели климатической истории Северного полушария в мезозое–кайнозое.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая корреляция карбонатных разрезов терминального сеномана Европы, Африки и Северной Америки // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. № 4. С. 17–24.

*Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 1. Предпосылки и принципы создания шкалы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004а. № 2. С. 11–20.*

Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления. Статья 2. Совмещение шкал и циклов Миланковича // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 20046, № 3. С. 28–34.

Габдуллин Р.Р. Циклостратиграфическая шкала верхнего мела Русской плиты и ее южного обрамления.

**Финансирование.** Исследования выполнены при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского университета «Математические методы анализа сложных систем».

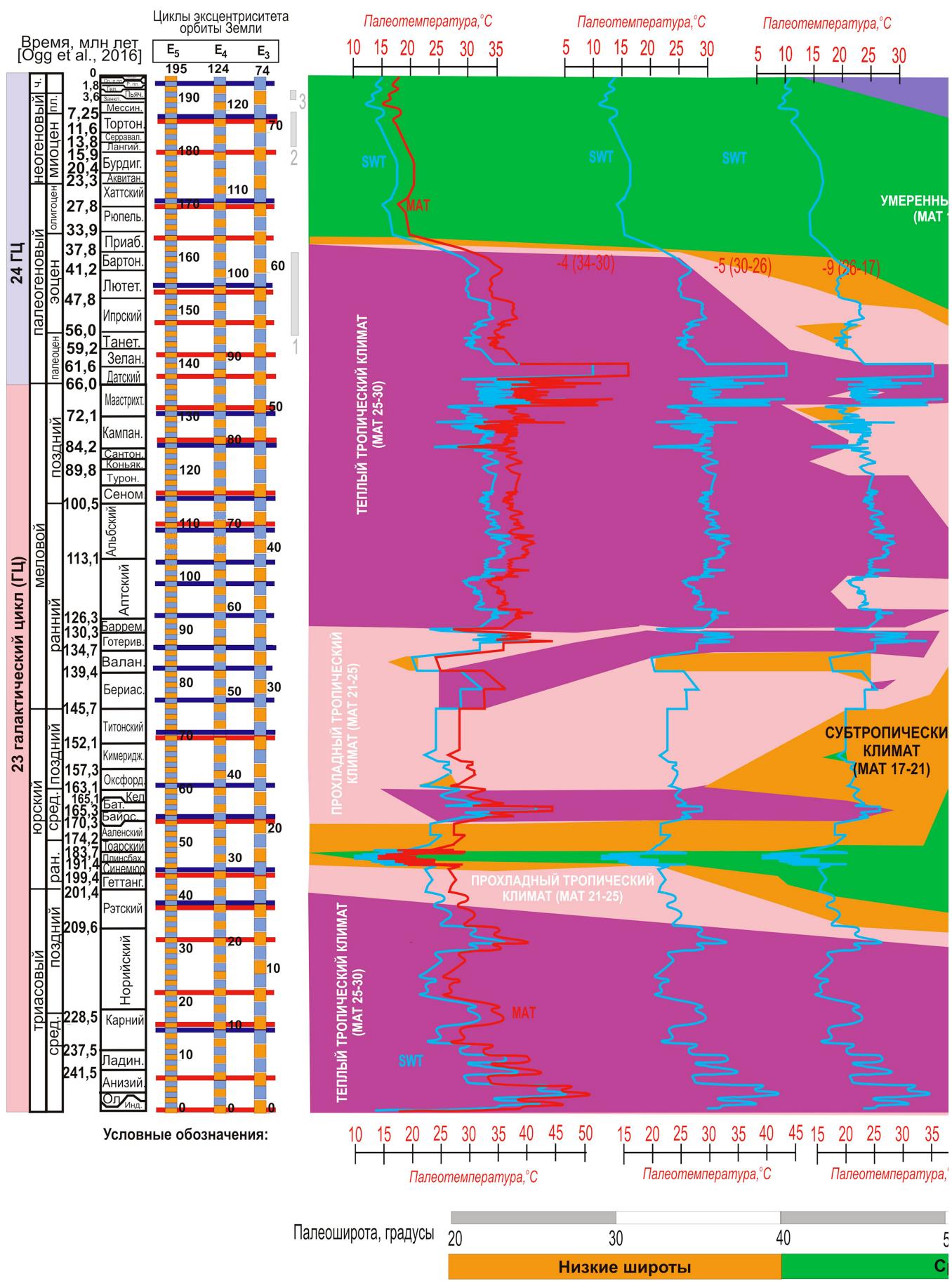
Статья 3. Апробация шкалы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004в. № 4. С. 17–21.

Габдуллин Р.Р. Высокоточная планетарная корреляция осадочных разрезов фанерозоя методами событийной, палеомагнитной, секвентной и циклической стратиграфии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 1. С. 15–21.

Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Ростовцева Ю.И., Иванов А.В. Климатические вариации в Арктическом регионе в меловом периоде и кайнозое // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 5. С. 30–37.

Габдуллин Р.Р., Пузак А.Ю., Меренкова С.И. и др.  
Литолого-геохимическая и палеогеографическая характеристика мезозойско-кайнозойских отложений Енисей-Ханты-Мансийского месторождения

## КЛИМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕВЕРНОГО



## ПОЛУШАРИЯ ЗЕМЛИ ДЛЯ МЕЗОЗОЯ-КАЙНОЗОЯ

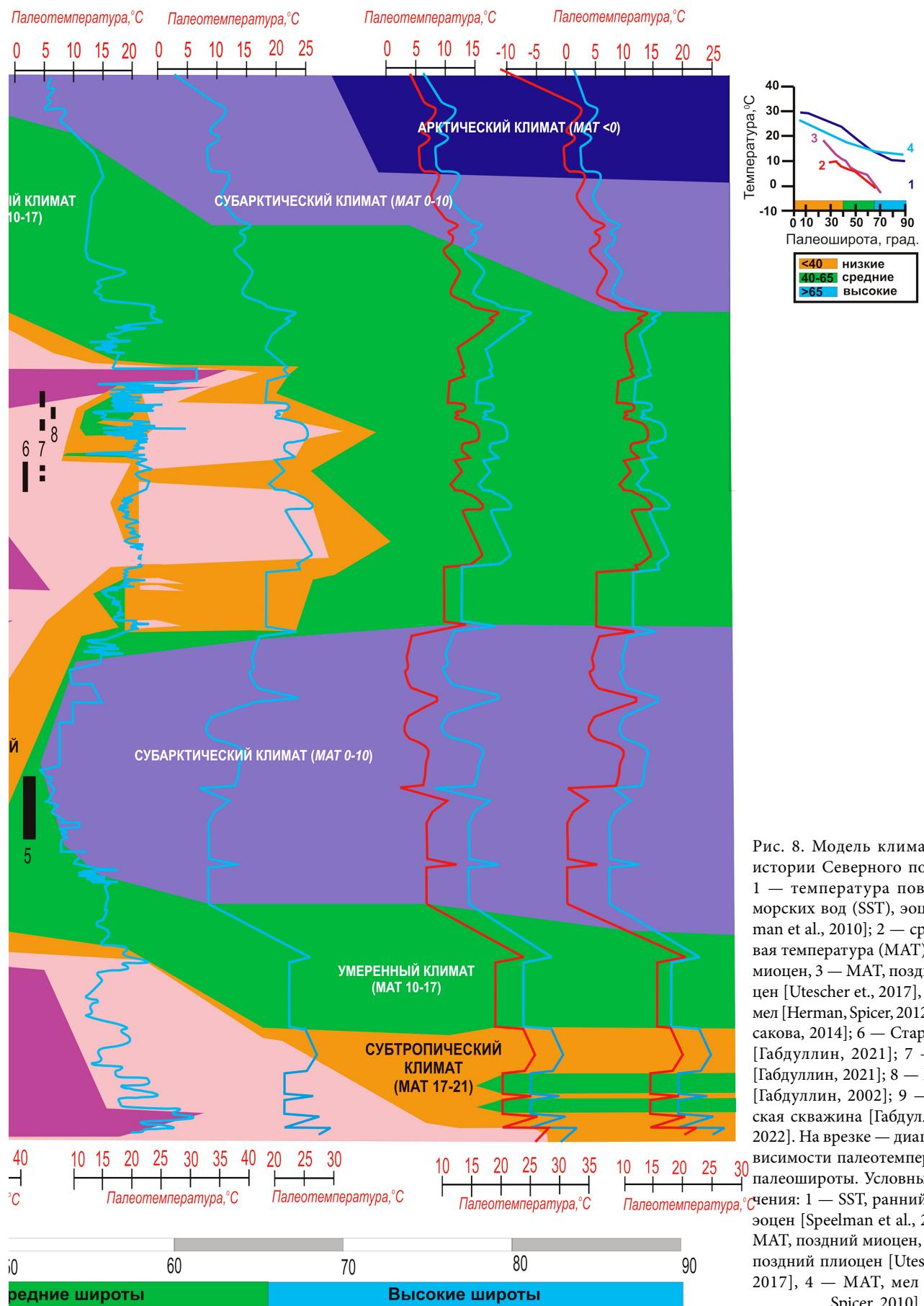


Рис. 8. Модель климатической истории Северного полушария: 1 — температура поверхности морских вод (SST), эоцен [Speelman et al., 2010]; 2 — среднегодовая температура (MAT), поздний миоцен, 3 — MAT, поздний плиоцен [Utescher et al., 2017], 4 — MAT, мел [Herman, Spicer, 2012]; 5 — [Текакова, 2014]; 6 — Старый Оскол [Габдуллин, 2021]; 7 — Вольск [Габдуллин, 2021]; 8 — Хвалынск [Габдуллин, 2002]; 9 — Лескинская скважина [Габдуллин и др., 2022]. На врезке — диаграмма зависимости палеотемпературы от палеошироты. Условные обозначения: 1 — SST, ранний–средний эоцен [Speelman et al., 2010]; 2 — MAT, поздний миоцен, 3 — MAT, поздний плиоцен [Utescher et al., 2017], 4 — MAT, мел [Herman, Spicer, 2010]

танско-прогиба // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 46–55.

*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. 2021а. № 2. С. 20–33.*

*Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И. и др. Литолого-геохимическая характеристика и палеоклиматические условия формирования турон-сантонских отложений эпиконтинентального бассейна Русской плиты в районе Воронежской антеклизы // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2021б. № 3. С. 26–34.*

*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. 2021в. № 4. С. 52–59.*

*Гаршин И.К. О галактических циклах в истории Земли // Коэволюция геосфер: от ядра до Космоса: Мат-лы Всеросс. конф. памяти чл.-корр. РАН, лауреата Государственной премии СССР Глеба Ивановича Худякова (Саратов, 17–20 апреля 2012 г.). Саратов, СГТУ, 2012. С. 161.*

*Енифанов В.А. Геологические циклы и геохронологическая шкала в системе галактических пульсаций Земли // Мат-лы VIII Междунар. конф. «Новые идеи в науках о Земле». М.: Изд-во РГГУ, 2007. Т. 1. С. 120–123.*

*Енифанов В.А. Цикличность нефтенакопления в пульсациях Земли, астрогеологический контроль генезиса углеводородов и биопоэз // Мат-лы Междунар. науч.-практ. конф. «Актуальные проблемы нефтегазовой геологии». СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 119–128.*

*Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 248 с.*

*Сорокина В.Н., Гущина Д.Ю. География климатов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 68 с.*

*Тектонический кодекс России / Г.С. Гусев, Н.В. Межеловский, А.В. Гущин и др. / Мин-во природных ресурсов и экологии РФ: Роснедра: Межрегион. центр по геологии и картографии (ГЕОКАРТ) [Отв. ред. Н.В. Межеловский]. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2016. 240 с.*

*Berger A.L. Pre-Quaternary Milankovitch frequencies // Nature. 1989. Vol. 342. P. 133.*

*Chandran S.R., Shania J., Santosh M. et al. Geochemical and geochronological evidence of meteorite impact excavating*

*Archean basement at Lonar Crater, Central India // Lithos. 2021. Vol. 404–405. P. e106479.*

*Fisher A.G., Ripepe M. Stratigraphic rhythms synthesized from orbital variations // Kansas Geol. Surv. Bull. 1991. Vol. 233. P. 10.*

*Galloway J.M., Sweet A.R., Swindles G.T. et. al. Middle Jurassic to Lower Cretaceous paleoclimate of Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago inferred from the palynostratigraphy // Marine and Petrol. Geol. 2013. Vol. 44. P. 240–255.*

*Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. Geologic time scale. eBook ISBN: 9780128243619*

*Herman A.B., Spicer R.A. Mid-Cretaceous floras and climate of the Russian high Arctic (Novosibirsk Islands, Northern Yakutiya) // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 2010. Vol. 295. P. 409–422.*

*Ogg J., Ogg G., Gradstein F. A concise geologic time scale. Elsevier, 2016. 240 p.*

*Schmieder M., Kring D. Earth's impact events through geologic time: a list of recommended ages for terrestrial impact structures and deposits // Astrobiology. 2020. Vol. 20. P. 91–141.*

*Scotese C.R., Song H., Mills B.J. W. et al. Phanerozoic paleotemperatures: The earth's changing climate during the last 540 million years // Earth Sci. Rev. 2021. Vol. 215, Publ. N 103503.*

*Shania J., Saranya C.R., Santosh M. et al. Meteorite impact craters as hotspots for mineral resources and energy fuels: a global review // Energy Geosci. 2021. Vol. 3. DOI: 10.1016/j.engeos.2021.12.006.*

*Speelman E.N., Sewall J.O., Noone D. et al. Modeling the influence of a reduced equator-to-pole sea surface temperature gradient on the distribution of water isotopes in the Early/Middle Eocene // Earth and Planet. Sci. Lett. 2010. Vol. 298, Iss. 1–2. P. 57–65.*

*Trettin H.P. Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland Geological Society of America. Ottawa: Canada Communication Group, 1991. 576 p.*

*Utescher T., Dreist A., Henrot A.-J. et al. Continental climate gradients in North America and Western Eurasia before and after the closure of the Central American Seaway // Earth and Planet. Sci. Lett. 2017. Vol. 472. P. 120–130.*

## ИНТЕРНЕТ-ИСТОЧНИКИ

*Михеева А.В. Полный каталог импактных структур Земли. ИВМиМГ СО РАН. Зеленогайский кратер: <http://labmpg.sccr.ru/a72.html>*

Статья поступила в редакцию 14.10.2022,  
одобрена после рецензирования 02.11.2022,  
принята к публикации 26.01.2023

УДК 56.016.3:551.3

## МОДЕЛЬ КОНОДОНТОВЫХ БИОФАЦИЙ МЕЛКОВОДНЫХ ПАЛЕООБСТАНОВОК ФРАНСКОГО ЯРУСА (ПОЗДНИЙ ДЕВОН)

**Валентина Михайловна Назарова<sup>1</sup>✉, Елена Михайловна Кирилишина<sup>2</sup>,  
Людмила Ивановна Кононова<sup>3</sup>, Евгения Владимировна Карпова<sup>4</sup>,  
Сергей Сергеевич Демьянков<sup>5</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; VM516@yandex.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия; conodont@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; 2216614@list.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; karpoff\_2002@mail.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; dem.s@mail.ru

**Аннотация.** Рассмотрены различные критерии выделения биофациальных комплексов и принципы построения палеоэкологических моделей обитания конодонтов. Предложена модель формирования конодонтовых биофаций, основанная на распределении комплексов конодонтов франского яруса (верхний девон) Воронежской антеклизы (центральные районы Русской плиты).

**Ключевые слова:** конодонтовые биофации, палеообстановки, палеоэкология, франский ярус, Воронежская антеклиза

**Для цитирования:** Назарова В.М., Кирилишина Е.М., Кононова Л.И., Карпова Е.В., Демьянков С.С. Модель конодонтовых биофаций мелководных палеообстановок франского яруса (поздний девон) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 35–45.

## THE CONODONT BIOFACIES MODEL OF SHALLOW PALEOENVIRONMENTS IN FRASNIAN (LATE DEVONIAN)

**Valentina M. Nazarova<sup>1</sup>✉, Elena M. Kirilishina<sup>2</sup>, Lyudmila I. Kononova<sup>3</sup>,  
Evgenija V. Karpova<sup>4</sup>, Sergey S. Demyankov<sup>5</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; VM516@yandex.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, The Earth Science Museum, Moscow, Russia; conodont@mail.ru

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; 2216614@list.ru

<sup>4</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; karpoff\_2002@mail.ru

<sup>5</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; dem.s@mail.ru

**Abstract.** The article considers various criteria of the conodont biofacies distinguishing, and principles of conodont paleoecological models reconstructing. The proposed conodont biofacies model is based on conodont distribution in the Frasnian (Upper Devonian) of the Voronezh antecline (Central regions of Russian Platform).

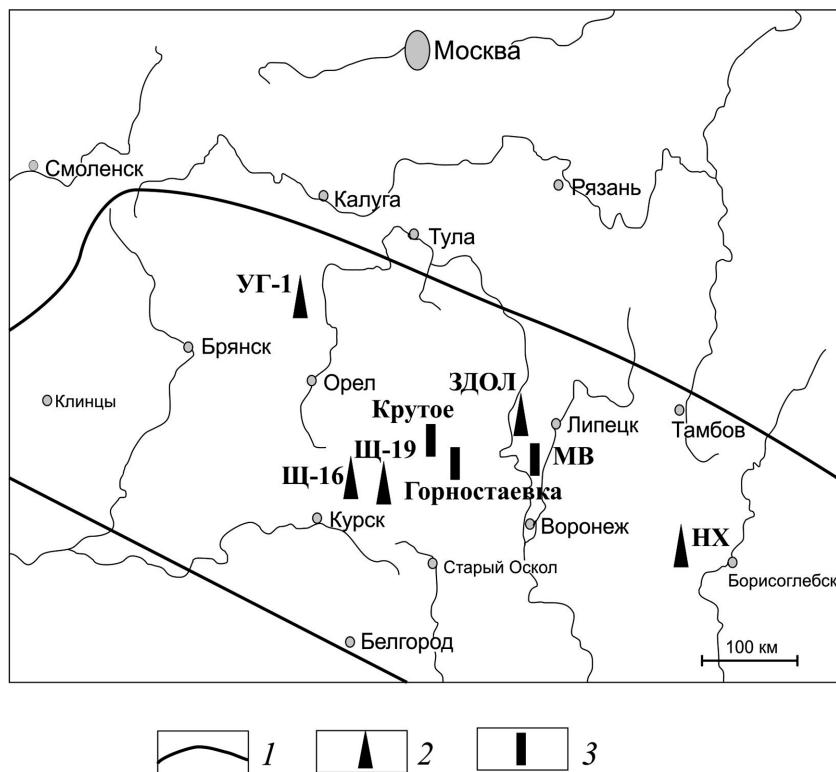
**Key words:** conodont biofacies, paleoenvironments, paleoecology, Frasnian, Voronezh antecline

**For citation:** Nazarova V.M., Kirilishina E.M., Kononova L.I., Karpova E.V., Demyankov S.S. The conodont biofacies model of shallow paleoenvironments in Frasnian (Late Devonian). *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 35–45. (In Russ.).

**Введение.** Конодонты — глобально распространенная группа морских палеозойских и триасовых животных. Долгое время считалось, что комплексы конодонтов не зависят от фаций [Аристов, 1994]. Действительно, одни и те же виды могут быть встречены и в известняках, и в глинах, и в песчаниках морского происхождения. Поэтому конодонты широко использовали и используют в настоящее время, прежде всего для корреляции разнофациальных отложений. При этом на первых этапах активного изучения конодонтов важно было создание работающих стратиграфических схем [Москаленко, 1974; Барсов, 1985], а возможности применения этой группы ископаемых для реконструкции палеообста-

новок на тот момент были неактуальны. Тем не менее одновозрастные комплексы конодонтов могут существенно отличаться, что позволяет предположить их связь с условиями обитания и особенностями седиментации. Такие одновозрастные ассоциации конодонтов с преобладанием определенных родов или видов, встречающиеся в осадочных породах, называют конодонтовыми биофациями.

Конодонты обитали в различных морских обстановках — от заливно-лагунных до глубоко-водных. Соответственно, конодонтовые элементы после смерти животных оседали в отложениях, накапливавшихся в этих обстановках. При этом однотипные породы могли быть сформированы в



1 2 3

Рис. 1. Расположение изученных разрезов Воронежской антеклизы: 1 — границы Воронежской антеклизы, 2 — скважины, 3 — обнажения

разных обстановках с точки зрения обитания конодонтов. Особенно вариативны условия образования карбонатно-глинистых пород — это и заливно-лагунные участки крайнего мелководья, и относительно удаленные, приглубые. Таким образом, связь конодонтовых биофаций и литологических типов не всегда очевидна, поскольку конодонтовые биофации контролируются не столько обстановками седиментации, сколько условиями обитания организмов.

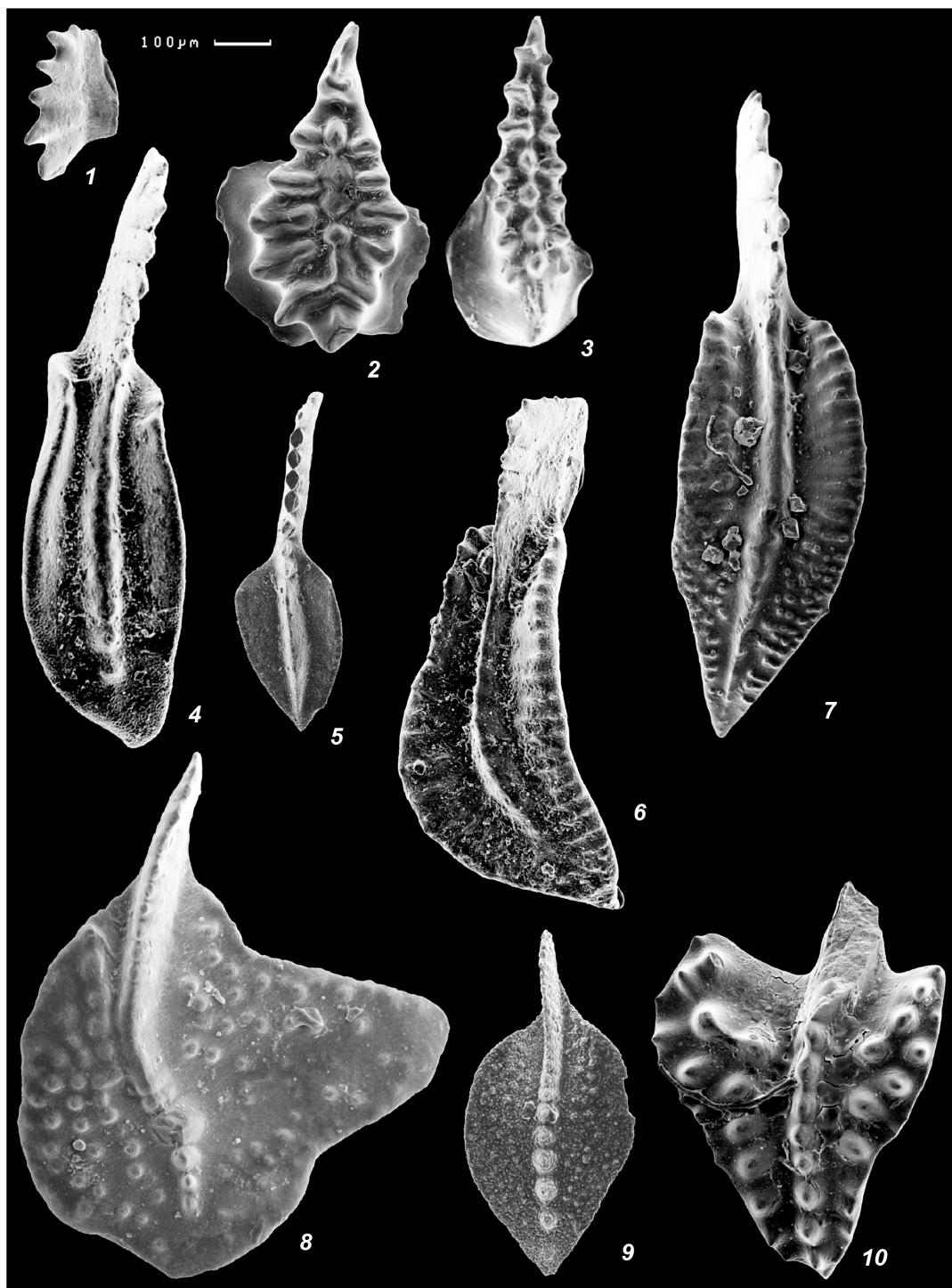
На распределение конодонтов могло влиять также изменение кормовой базы, зависящее не только от глубины и характера грунта, но и от связи палеобассейна с океаном или изменения химического состава вод, что могло быть вызвано, например, вулканизмом.

Следует учитывать, что в позднедевонское время на территории Воронежской антеклизы существовал эпиконтинентальный морской бассейн глубиной не более 100 м, расположенный на шельфе, над карбонатной платформой [Карпова, 2004], а предполагаемый континентальный склон находился гораздо восточнее [Nikishin et al., 1996]. Соответственно, в разрезах Воронежской антеклизы нет ассоциаций склоновых и глубоководных литологических типов осадков, формирующихся гравитационными способами осаждения (конглобрекции и обломочные осадки плотностных потоков), под действием глубоководных течений и глубоководной фоновой седimentации.

**Материалы и методы исследований.** Работа основана на материале, собранном авторами на территории центральных районов Восточно-Европейской платформы и дополненном сборами сотрудников кафедры палеонтологии и кафедры региональной

геологии и истории Земли геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Коллекции конодонтов происходят из франских отложений восьми разрезов (из скважин Ульяново-1 (УГ-1), Задонская-1 (ЗДОЛ), Щигры-16 (Щ-16), Щигры-19 (Щ-19) и Новохоперская (НХ), а также из обнажений Горностаевка, Крутое, Маланинские Выселки (МВ)) (рис. 1). Стратиграфические колонки и описания изученных разрезов опубликованы ранее [Венгерцев, 1995; Назарова, 1995; Кирилишина, 2006; Назарова, Кононова, 2016; Назарова и др., 2019в]. Литологически отложения представлены карбонатно-глинистыми, преимущественно карбонатными толщами с остатками рыб, членистоногих, гастропод, двустворчатых моллюсков, наутилоидей, брахиопод и других организмов, характерных для мелководно-морских условий. Выделение конодонтовых элементов велось по стандартной методике растворения породы в 10%-й уксусной кислоте. Всего обработано на конодонты 650 образцов, в среднем каждый образец весил 0,5 кг, конодонты обнаружены в 400 образцах, коллекция конодонтовых элементов насчитывает около 8000 экземпляров, в том числе платформенных элементов хорошей сохранности — около 6000. Съемка конодонтов выполнялась на сканирующем электронном микроскопе в лаборатории электронной микроскопии ПИН РАН. Характерные представители конодонтов изображены на фототаблице. Весь упомянутый палеонтологический материал хранится на кафедре палеонтологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова под № МГУ 272, МГУ 311, МГУ 312, МГУ 313.

**История изучения конодонтовых биофаций.** Первое упоминание о существовании зависимости



**Фототаблица.** Представители конодонтовых биофаций из франского яруса Воронежской антеклизы. Все экземпляры изображены сверху (кроме 1), увеличение х 80: 1 — *Pelekygnathus* sp., экз. № МГУ 313/1-30, вид сбоку; Липецкая обл., карьер-Маланинские выселки, обр. MB-38; евлановский горизонт, биофация А, обитатель прибрежной крайне мелководной области; 2 — *Icriodus xenium* Nazarova, 1997, экз. № МГУ 272/830; Курская обл., скв. Щигры-16, инт. 115,75–120,65 м, обр. Щ-16/87; саргаевский горизонт; биофация А, обитатель прибрежной крайне мелководной области, эндемик (Восточно-Европейская платформа); 3 — *Icriodus symmetricus* Branson et Mehl, 1934, экз. № МГУ 272/672; Воронежская обл., обн. Рудкино, семилукский горизонт, обр. 10; биофации В-Г, обитатель приповерхностной эпипелагической области, космополит; 4 — *Polygnathus politus* Ovnatanova 1969, экз. № МГУ 312/1-43 Орловская обл., карьер Крутое, евлановский горизонт, обр. 3; биофации В-Г, обитатель приповерхностной эпипелагической области, космополит; 5 — *Polygnathus menneri* Kirilishina et Kononova, 2010, экз. № МГУ 313/1-8; Липецкая обл., карьер Маланинские Выселки, евлановский горизонт, обр. 36, биофация С, обитатель придонной, относительно мелководной области, эндемик (Восточно-Европейская платформа); 6 — *Polygnathus krestovnikovi* Ovnatanova, 1969, экз. № МГУ 312/1-12, Орловская обл., карьер Крутое, обр. 14, биофации В-Г, обитатель приповерхностной эпипелагической области, космополит; 7 — *Polygnathus reimersi* Kuzmin, 2001, экз. № МГУ 272/875; Курская обл., скв. Щигры-16, саргаевский горизонт, инт. 101,05–105,95 м, обр. Щ-16/52; биофация Д, обитатель придонной, относительно глубоководной области, эндемик (Восточно-Европейская платформа); 8 — *Palmatolepis semichatovae* Ovnatanova 1976, экз. № МГУ 272/922, Воронежская обл., обнаж. Семилуки, воронежский горизонт, обр. С 44/93 (материал В.С. Венгерцева); биофация Г, обитатель придонной, относительно глубоководной области, космополит; 9 — *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler et Bultynck, 1989 экз. № МГУ 272/921, Курская обл., скв. Щигры-19, саргаевский горизонт, инт. 101,6–106,5 м, обр. Щ-19/47; биофация Е, обитатель придонной, относительно глубоководной области, космополит; 10 — *Ancyrodella rugosa* Branson et Meh, 1934, экз. № МГУ 272/873; Курская обл., скв. Щигры-16, семилукский горизонт, инт. 91,25–96,15 м, обр. Щ-16/26; биофация F, обитатель придонной, относительно глубоководной области, космополит

комплексов конодонтов от литологических фаций принадлежит К. Мюллеру [Müller, 1956]. Термин «конодонтовые биофации» впервые применил Г. Меррилл [Merrill, 1962]. Он заметил, что комплексы конодонтов из одновозрастных отложений различаются между собой и зависят, по-видимому, от условий среды. Г. Меррилл выделил две биофации для пенсильвания Северной Америки: комплекс с преобладанием представителей рода *Cavusgnathus* был встречен в мелководных эпиплатформенных осадочных породах, связанных с обстановками активной гидродинамики и нестабильной солености, а комплексы с преобладанием представителей родов *Idiognathodus* и *Streptognathodus* — широко распространены в остальных морских отложениях пенсильвания, накапливавшихся вдали от побережья [Merrill, 1962]. Критериями, определяющими конодонтовую биофаацию, Г. Меррилл считал соленость, глубину палеобассейна и степень подвижности воды. К настоящему времени конодонтовые биофации установлены для разных стратиграфических интервалов [Lindström, 1964; Druce, 1969, 1973; Sweet, Bergström, 1974; Barnes, Fähræus, 1975; Klapper, Barrick, 1978].

Для верхнего девона конодонтовые биофации впервые были выделены Э. Дрюсом [Druce, 1969]. В Северной Австралии им установлены три группировки конодонтов (биофафия *Belodella*, биофафия *Icriodus* и биофафия *Palmatolepis*). Несмотря на то, что в наименованиях биофаций использовано одно родовое название, выделены они были по комплексу родов. Так, например, для биофации *Icriodus* характерно также наличие представителей родов *Pelekysgnathus* и *Polygnathus*, а для биофации *Palmatolepis* — представителей рода *Ancyrodella*.

Конодонтовые биофации прослеживались для верхнего девона других регионов мира, в том числе в России, в частности, для Волго-Урала [Халымбаджя, 1981], для Южного Урала [Tagarieva, 2013], для Приполярного Урала [Соболева и др., 2018], Рудного Алтая [Аристов, Белый, 1976; Изюх и др., 2004] и др.

Подобные биофации можно отметить и на Восточно-Европейской платформе (ВЕП). Здесь первые исследования закономерностей распределения позднедевонских конодонтов проведены В.Г. Халымбаджой [1981]. На основе таксономических различий в комплексах конодонтов им были выделены три экологические группы:

- 1) мелководно-прибрежная с преобладанием видов рода *Polygnathus* (также в этой группе присутствуют *Icriodus*, *Pelekysgnathus*, *Ancyrodella*, это сообщество не богато видами, но представлено большим числом экземпляров, в основном эндемиками);

- 2) открытого моря (с характерными родами *Palmatolepis*, *Ancyrodella*, *Polygnathus*);

- 3) рифовая (с присутствием *Belodella*, *Ancyrodella*, *Palmatolepis*, *Polygnathus*).

На Воронежской антиклизии конодонтовые биофации для девона впервые установлены В.А. Аристовым [1988]. Он выделил пять биофаций по доминирующими родам: пальматолепид-полигнатидная; полигнатидная; полигнатид-икриодидная; полигнатид-икриодид-пелекистгнатидная для нижнего карбона. При этом В.А. Аристов отмечал, что анализ распространения конодонтов на родовом уровне недостаточен, разделение на биофафикальные комплексы можно проводить на разных видах одного рода. Кроме того, В.А. Аристовым [1988] было замечено, что комплексы конодонтов сменяются вертикально в зависимости не столько от эволюции видов, сколько от обстановок обитания: от относительно глубоководной биофации *Palmatolepis*—*Polygnathus* к крайне мелководной *Polygnathus*—*Icriodus*—*Pelekysgnathus* с рядом переходных биофаций.

Е.М. Кирилишиной и Л.И. Кононовой [2004] для франского яруса верхнего девона Воронежской антиклизы выделено шесть биофаций: 1) *Icriodus*, 2) *Polygnathus* (гладкие и слабоскульптированные) 3) *Polygnathus* (скульптированные), 4) *Mesotaxis*, 5) *Ancyrodella*—*Ancyrognathus*, 6) *Palmatolepis*, т.е. предложено полигнатидную биофацию разделить по преобладанию представителей с определенным типом скульптуры.

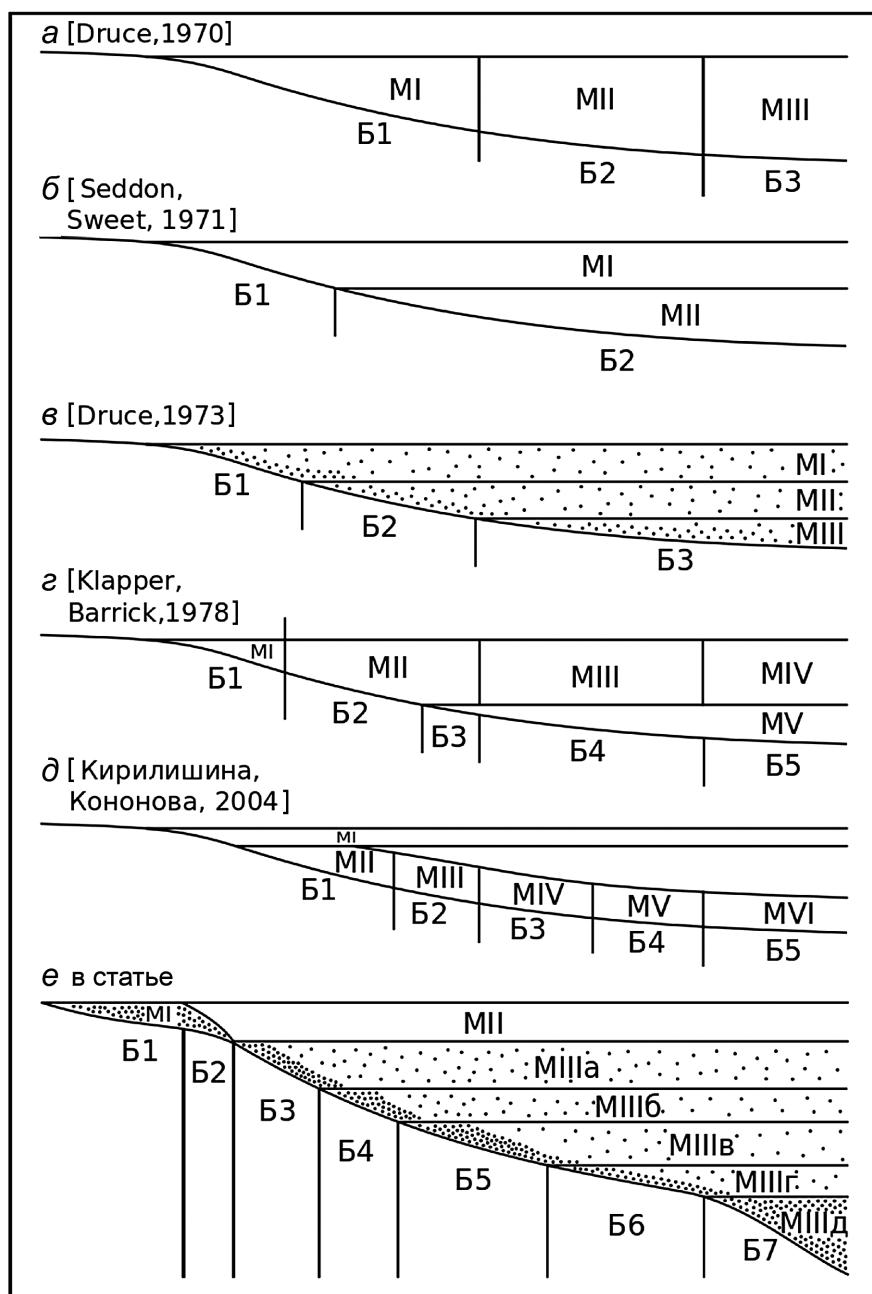
По мере исследований в разных районах и на разных стратиграфических уровнях проявлялась сходная тенденция к все более дробному разделению на биофации, по-видимому, это точнее отражает палеоэкологические обстановки.

Конодонтовые биофации известны не только для девона, но и для всего времени существования конодонтов [Druce, 1973]. Это позволяет предполагать существование определенных экологических типов конодонтовых животных, приспособленных к различным палеообстановкам. Чтобы объяснить разницу в распространении конодонтов предлагались различные модели.

**Модели формирования конодонтовых биофаций.** Для удобства сравнения мы представили модели формирования биофаций, предложенные разными исследователями, в едином формате (рис. 2). Первая модель была предложена Э. Дрюсом [Druce, 1970] (рис. 2, а). В этой модели изменение обстановок обитания конодонтов (МI—МIII) происходило по латерали, что отражалось в последовательном формировании биофаций (Б1—Б3) от прибрежно-мелководной до более удаленной от берега. Подразумевалось, что конодонты вели нектонно-бентосный образ жизни, а главным критерием, определяющим их распространение, была удаленность от берега. Удаленность от берега — важный фактор, но эта модель не объясняет присутствия некоторых таксонов практически во всех биофациях.

Почти одновременно с Э. Дрюсом американские исследователи Дж. Седдон и В. Свит [Seddon, Sweet, 1971] предложили стратификационную экологическую модель по аналогии с распределением в толще воды современных хетогнат, обитающих на разной

Рис. 2. Модели формирования конодонтовых биофаций по данным разных авторов, представленные в едином графическом формате. MI–MVI — области местаобитания конодонтовых животных, точками показана предполагаемая плотность населения конодонтов в толще воды; Б1–Б7 — конодонтовые биофации, подробное объяснение см. в тексте



глубине (рис. 2, б). Модель Дж. Седдона и В. Свита подразумевает, что все конодонты вели нектонный образ жизни и свободно распространялись в морях на разных уровнях (MI, MII). В мелководных осадках захоранивались только приповерхностные формы (биофафия B1), в более глубоководных — суммировался весь комплекс животных, обитавших на разных уровнях в толще воды (биофафия B2). Действительно, представители некоторых родов встречаются как в мелководных, так и в глубоководных осадочных отложениях. Но эта модель не объясняет явное численное превосходство одних таксонов над другими в конкретных биофафиях.

Обобщенная модель формирования конодонтовых биофафий была позднее разработана Э. Дрюсом [Druce, 1973]. Она дополнила стратификационную модель Дж. Седдона и В. Свита (рис. 2, в), где рас-

пределение конодонтов зависело только от глубины бассейна, положением о том, что наибольшее число экземпляров и видов конодонтов было приурочено к придонной области на соответствующих значениях глубины (MI–MIII), что объяснило численное превосходство одних таксонов над другими в биофафиях (Б1–Б3). Действительно, наибольшее количество пищевых ресурсов в фотической зоне водоемов сосредоточено у дна либо связано со сносом питательных веществ с берега. Кроме того, столь разнообразные с трофической точки зрения конодонты должны были вести разный образ жизни, как придонный, так и пелагический [Москаленко, 1974; Аристов, 1994].

Тем самым удалось объединить оба критерия формирования биофафий — относительную глубину палеобассейна и удаленность от берега. Именно эти

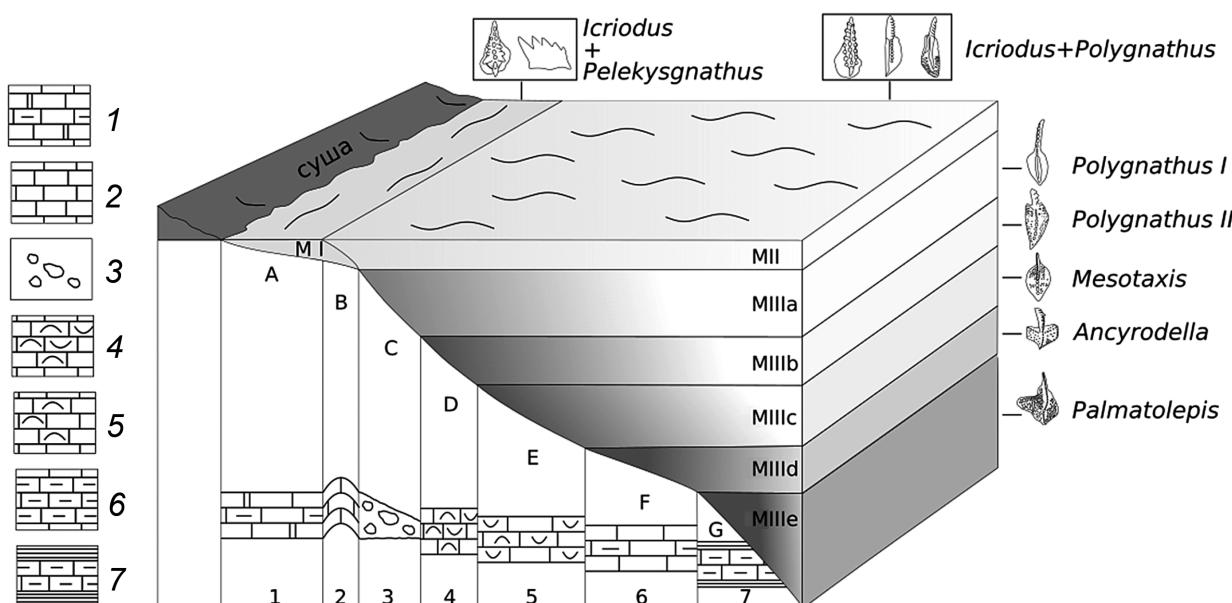


Рис. 3. Модель формирования конодонтовых биофаций, горизонтальный масштаб существенно превышает вертикальный: МI–МIII — области местообитания конодонтовых животных, насыщенностью заливки показана плотность населения конодонтов в толще воды; А–Г — конодонтовые биофации: А — *Icriodus*–*Pelekysgnathus*; В — смешанная *Icriodus*–*Pelekysgnathus* с добавлением эпипелагических форм *Icriodus* и *Polygnathus*; С — *Polygnathus* I; Д — *Polygnathus* II; Е — *Mesotaxis*; Ф — *Ancyrodella* и *Ancyrognathus*; Г — *Palmatolepis*

Литологические фации: 1 — тонкозернистые известняки (мадстоуны), редко слабоглинистые, вторично доломитизированные; 2 — строматолиты (баунстоуны); 3 — обломочные интракластовые известняки (интракластовые грейн-рудстоуны); 4 — биокластовые известняки аренитовые (грейнстоуны); 5 — биокластовые известняки с микривым матриксом (пак-, вакстоуны); 6 — глинистые тонкозернистые известняки (мадстоуны); 7 — известково-глинистые отложения

параметры характеризуют палеообстановку. Другие факторы, которые могли влиять на распределение конодонтов (пищевые цепи, соленость и др.), зависят прежде всего от этих двух параметров. Однако модель [Druce, 1973] подразумевает обитание видов-космополитов на мелководье. Но на практике в мелководных осадочных отложениях обычно встречаются виды-эндемики, что традиционно затрудняет корреляцию мелководных отложений со стандартной зональной шкалой [Овнатанова, Кононова, 1999; Ovnatanova, Kononova, 2001].

Самостоятельная прибрежная область обитания конодонтов (МI), отраженная в биофации Б1, была предложена в модели Г. Клаппера и Дж.Б. Баррика [Klapper, Barrick, 1978] (рис. 2, г). В остальном же в этой модели при удалении от берега по латерали сменяются приповерхностные экологические группировки конодонтов (МII–МIV), а придонные (МV) остаются постоянными, что проявляется в биофациях Б2–Б5. Однако бентосная среда более контрастна и разнообразна, она способствует созданию множества экологических ниш, пелагическая же более однородна, условия в ней зависят прежде всего от глубины, что связано с проникновением света, а зависимость от удаленности от берега проявляется нерезко и постепенно, при этом чем дальше от берега, тем меньше пищевых ресурсов.

В модели Е.М. Кирилишиной и Л.И. Кононовой [2004], предложенной для центральных районов ВЕП, также присутствует приповерхностная область обитания (МI) и учтена смена придонных

комплексов (МII–МVI). Эти местообитания отражены в биофациях (Б1–Б5) (рис. 2, д). Но большой объем водоема между приповерхностными и придонными слоями не обсуждается. Также не принято во внимание, что на крайнем мелководье не могли обитать приповерхностные формы, которые могли бы распространяться по всей остальной акватории.

**Результаты исследований и их обсуждение. Предлагаемая модель и ее интерпретация.** Основные положения предлагаемой модели были представлены на всероссийских и международных научных конференциях [Назарова и др., 2018; Назарова и др., 2019а, б; Kirilishina et al., 2019]. Модель разработана для франского яруса верхнего девона Воронежской антеклизы, но можно предполагать, что она будет пригодна и для других регионов, а принцип ее построения может быть использован для любого возрастного интервала (рис. 2, е). За основу взята комплексная модель Э. Дрюса [Druce, 1973]. Конодонты стратифицированы по глубине (МIIa–d), при этом максимум особей обитает в придонных частях бассейна. Учтены прибрежные эндемичные (МI) и приповерхностные (МII) группировки, а также то, что конодонты вряд ли опускались глубже фотической зоны. Такое распределение отражено в семи биофациях (Б1–Б7).

Согласно предлагаемой модели существовали три основные области обитания конодонтов (рис. 3):

МI — прибрежная крайне мелководная область заливно-лагунного мелководья с преобладанием представителей рода *Icriodus*, преимущественно

эндемичных видов и с некоторым количеством *Pelekysgnathus*;

**МII** – приповерхностная эпипелагическая область, представленная видами-космополитами. Часть этих видов относится к роду *Icriodus*. Икриодиды обычно рассматриваются как придонные нектонно-бентосные и даже бентосные формы [Müller, 1962; Sandberg, Dreesen, 1984]. Среди приповерхностных форм они оказывались, по-видимому, вместе с макропланктонными водорослями типа современных саргассовых водорослей и распространялись течениями. Другая часть видов относится к роду *Polygnathus* (*Polygnathus alatus* Huddle, 1934; *P. alvenus* Ovnatanova et Kononova 1996 и другие виды) (таблица). В таблице показано распределение характерных видов группы рода *Polygnathus* по биофациям во франских отложениях Воронежской антеклизы. Виды разнесены по местообитаниям, показана их встречаемость для раннефранского (тиманское, саргаевское и семилукское время) и позднефранского (петинское (речицкое), воронежское, евлановское, ливенское время) интервалов. Разделение франского яруса принято по [Ovnatanova, Kononova, 2001]. Кроме того, отдельно указаны виды полигнатид, встречающиеся на протяжении всего франского времени;

**МIII** – преимущественно придонная область, содержащая ряд уровней (а, б, с, д, е), различных по глубине обитания с преобладанием определенных родов — *Polygnathus*, *Ancyrodella*, *Mesotaxis*, *Palmatolepis*. Точную глубину обитания разных группировок

указать невозможно, можно лишь оперировать относительными понятиями глубже–мельче. Области наибольшего скопления таких животных находились у дна, но эти группировки могли распространяться на соответствующих уровнях толщи воды по всему бассейну самостоятельно или течениями.

Рассмотрим конодонтовые аппараты представителей перечисленных родов. У *Icriodus* и *Pelekysgnathus* конодонтовый аппарат состоял из многочисленных конических элементов (захватывающих добычу) и одной пары платформенных, имевших режущую, жующую или даже перетирающую функцию [Назарова, 2005]. По нашему мнению, такие аппараты предназначались для питания многоклеточной водной растительностью и бентосными мягкотелыми организмами.

Остальные конодонты со стратифицированных глубинных уровней (роды *Polygnathus*, *Ancyrodella*, *Ancyrognathus*, *Palmatolepis*) имели многочленный конодонтовый аппарат, включающий разнообразные стержневидные элементы. Этими элементами они, как граблями, собирали планктон в толще воды [Барсков, Назарова, 2012]. Остальные элементы аппарата использовались для измельчения пищи. Такие конодонты обитали в толще воды и питались планктоном.

В осадочных породах, характеризующихся определенными фациями (рис. 3, фации 1–7), эта модель отражена присутствием семи конодонтовых биофаций (на рис. 2, *e* обозначенных Б1–Б7, на рис. 3 — биофации А–Г).

#### Характерные виды конодонтов группы рода *Polygnathus*, распределенные по местообитаниям и формирующие выделенные биофации франских отложений Воронежской антеклизы

Биофация	Нижнефранский подъярус	Верхнефранский подъярус
Приповерхностные эпипелагические виды-космополиты из местообитания МII, присутствующие в биофациях В, С, Д, Е, F, G	<i>P. alatus</i> Huddle, 1934; <i>P. denisbriceae</i> Bultynck in Brice et al., 1979; <i>P. pennatus</i> Hinde, 1879; <i>P. pollocki</i> Druce, 1976; <i>P. pseudoxylylus</i> Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers 1996; <i>Po. timanicus</i> Ovnatanova 1969; <i>P. xylus</i> Stauffer, 1940  <i>P. aequalis</i> Klapper et Lane, 1985; <i>P. aspelundi</i> Savage et Funai, 1980; <i>Ctenopolygnathus angustidiscus</i> (Youngquist, 1945); <i>P. decorosus</i> Stauffer, 1938; <i>P. dubius</i> Hinde, 1879; <i>P. foliatus</i> Bryant, 1921; <i>P. ladinensis</i> Polsler, 1969; <i>P. seraphimae</i> Ovnatanova et Kononova 1996; <i>P. uchtensis</i> Ovnatanova et Kuzmin, 1991; <i>P. webbi</i> Stauffer, 1938; <i>P. zinaidae</i> Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers, 1996	<i>P. alvenus</i> Ovnatanova et Kononova 1996; <i>P. brevis</i> Miller et Youngquist 1947; <i>P. evidens</i> Klapper et Lane, 1985; <i>P. krestovnikovi</i> Ovnatanova 1969; <i>P. politus</i> Ovnatanova 1969; <i>P. unicornis</i> Müller et Müller, 1957
С (формируется из придонных обитателей местообитания МIIIa — гладких и слабоскульптированных представителей)	<i>P. ljashenkoi</i> Kuzmin 1995; <i>P. mosquensis</i> Litvinova in Ovnatanova et Kononova, 1996; <i>P. olgae</i> Ovnatanova et Kuzmin, 1991; <i>P. vjalovi</i> Zvereva, 1986  <i>P. brevilamiformis</i> Ovnatanova, 1976; <i>P. praepolitus</i> Kononova et Alekseev, Barskov et Reimers, 1996	<i>P. krutoensis</i> Kirilishina et Kononova, 2010; <i>P. macilentus</i> Kuzmin, 1993; <i>P. makhlinae</i> Kirilishina et Kononova, 2010; <i>P. maximovae</i> Ovnatanova et Kononova, 1996; <i>P. menneri</i> Kirilishina et Kononova, 2010; <i>P. obruchevae</i> Kirilishina et Kononova, 2010; <i>P. siratchoicus</i> Ovnatanova et Kuzmin in Menner et al., 1992; <i>P. subincompletus</i> Ovnatanova et Kononova, 1996
D (формируется из придонных обитателей местообитания МIIIb — скульптированных представителей)	<i>P. efimovae</i> Kononova, Alekseev, Barskov et Reimers, 1996; <i>P. ilmenensis</i> Zhuravlev, 2003; <i>P. lingu-latus</i> Ovnatanova, 1976; <i>P. posterus</i> Kuzmin, 1995; <i>P. reimersi</i> Kuzmin, 2001; <i>P. rudkinensis</i> Ovnatanova, Kononova, 1996; <i>P. strictus</i> Kuzmin et Yurtchenkova, 1989  <i>P. azygomorphus</i> Aristov, 1985	<i>P. colliculosus</i> Aristov, 1985; <i>P. costulatus</i> Aristov, 1985; <i>P. ettremae</i> Pickett, 1972; <i>P. churkini</i> Klapper et Lane, 1985; <i>P. imparilis</i> Klapper et Lane, 1985; <i>P. komi</i> Kuzmin et Ovnatanova, 1989; <i>P. planarius</i> Klapper et Lane, 1985; <i>P. reitlingerae</i> Ovnatanova et Kononova, 2008; <i>P. sublatus</i> Ulrich et Bassler, 1925; <i>P. torosus</i> Ovnatanova et Kononova, 1996

По мере удаленности от берега:

**биофація А** формировалась из обитателей прибрежной крайне мелководной области (МІ). В ней преобладали представители рода *Icriodus*, преимущественно эндемичные (например, для раннефранского времени — *Icriodus vitabilis* Nazarova, 1997; *I. xenium* Nazarova, 1997), их содержание в комплексах может составлять до 100%, также могут присутствовать редкие *Pelekysgnathus* (10–30%);

**биофація В** складывается из населения двух местообитаний (МІ и МІІ): помимо крайне мелководных эндемиков из МІ (представители рода *Icriodus* и редкие *Pelekysgnathus*), она содержит представителей приповерхностных эпипелагических видов-космополитов из МІІ, преимущественно родов *Icriodus* (до 60%) (*I. symmetricus* Branson et Mehl, 1934 (фран); *I. expansus* Branson et Mehl, 1938 (ранний фран); *I. alternatus* Branson et Mehl, 1934 (поздний фран) и др.) и *Polygnathus* (их присутствие в комплексах незначительно — до 10–20%). Конодонты-космополиты из приповерхностного местообитания (МІІ) встречаются также во всех биофациях, описанных ниже. Это *Polygnathus alatus* Huddle, 1934; *P. alvenus* Ovnatanova et Kononova, 1996 и др. (таблица). Многие виды рода *Polygnatus* (*P. alatus* Huddle, 1934; *P. alveatus* Ovnatanova et Kononova, 1996; *P. brevis* Miller et Youngquist, 1947; *P. krestovnikovi* Ovnatanova, 1969; *P. politus* Ovnatanova, 1969 и др.), присутствие которых было сначала установлено в мелководных франских отложениях центральных районов Восточно-Европейской платформы [Оватанова, Кононова, 1999], позднее обнаружены во франских отложениях Рейнских Сланцевых гор в стратотипических разрезах конодонтовых зон верхнего девона [Ziegler et al., 2000];

**биофація С** содержит максимум экземпляров гладких и слабоскульптированных представителей рода *Polygnathus* — 40–100% от общего числа присутствующих форм (например, *P. ljsashenkoi* Kuzmin, 1995; *P. macilentus* Kuzmin, 1993 и др.) (таблица), поскольку над местом ее формирования была расположена основная зона их обитания (МІІа). Помимо них в биофации С присутствуют и приповерхностные космополитные формы местообитания МІ;

**биофація D** включает преимущественно скульптированных представителей рода *Polygnathus*, их количество составляет 40–100% от общего числа присутствующих форм (*P. efimovae* Kononova et al., 1996; *P. colliculosus* Aristov, 1985 и др.) (таблица) из зоны местообитания МІІб. В некотором количестве в этой биофации могут присутствовать конодонты с менее глубоких уровней — гладкие полигнатусы и приповерхностные формы;

**биофація Е** определяется максимальным присутствием представителей рода *Mesotaxis*, составляющих в комплексе 20–60% от общего числа присутствующих форм, но есть также и полигнатусы с меньшей глубиной и приповерхностные формы.

Во второй половине франского века род *Mesotaxis* вымер, по всей вероятности, его экологическую нишу заняли скульптированные представители рода *Polygnathus* с широкой платформой (*P. colliculosus* Aristov, 1985; *P. costulatus* Aristov, 1985; *P. komi* Kuzmin et Ovnatanova, 1989; *P. torosus* Ovnatanova et Konopova, 1996 и др.);

**биофація F** показывает преобладание родов *Ancyrodella* и *Ancyrognathus*, их содержание в комплексе составляет до 25%. Как и в предыдущей биофации, здесь могут присутствовать конодонты с более высоких уровней — полигнатусы, мезотаксисы и икриодусы-космополиты;

**биофація G** отвечает распространению представителей относительно глубоководного рода *Palmatolepis*, содержание которых составляет 15–100%. Но в небольшом количестве здесь могут скапливаться конодонты со всех стратификационных уровней.

Заметим, что границы между биофациями нерезкие, всегда имеются переходные зоны. В районах, где эти зоны протяженные, можно выделить дополнительные смешанные биофации, как это сделано в предыдущих публикациях, например в [Кирилишина, Кононова, 2004]. Представители более мелководных уровней (кроме биофации А) в небольшом количестве могут быть встречены в более глубоководных отложениях. Но глубоководные таксоны могут проникать туда, где ранее было мелководье, только в результате трансгрессий и своим появлением маркируют изменение типа биофации. На изученном материале (биофации Е, F, G) процентная составляющая родов, определяющих относительно глубоководную биофацию, невелика, так как эти типы биофаций на Воронежской антиклизме проявляются только во время трансгрессий.

Подчеркнем, что биофации выделяются по преобладанию, а не по присутствию определенных таксонов, причем важно их процентное соотношение: чем больше видов из мелководного местообитания, тем ближе биофация к берегу и наоборот. Остатки конодонтов из приповерхностной эпипелагической области обитания могут встречаться и в мелководных, и в относительно глубоководных отложениях, но большинство таксонов биофации происходит из придонных местообитаний и именно от них будет зависеть ее тип.

В предлагаемой нами модели не выделены рифовая и зарифовая биофации, отмеченные в моделях других исследователей [Druce, 1969; Халымбаджа, 1981], изучавших разрезы на границах тектонических структур. Область нашего исследования находится на платформе, где не было крупных рифовых тел. Так, род *Belodella*, который часто ассоциируется с рифовыми биофациями [Druce, 1969; Халымбаджа, 1981], на Воронежской антиклизме встречается в незначительном количестве. Кроме того, другие представители неплатформенных элементов (*Mehlina*, *Ligonodina* и др.) в разрезах франских отложений Воронежской антиклизы обычно встречаются еди-

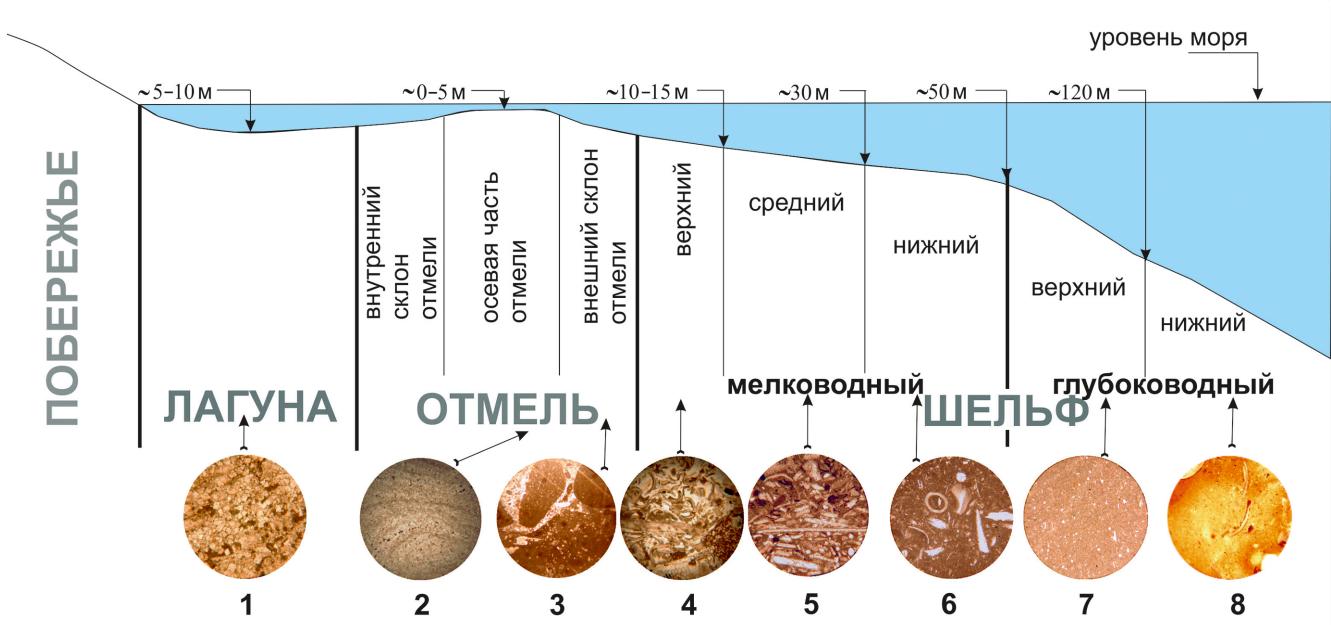


Рис. 4. Распределение выделенных микрофаций на батиметрическом профиле стандартной модели карбонатной платформы, модель — по [Чехович, 2010].

Микрофации: 1 — доломит с реликтовыми участками известкового мадстоуна; 2 — строматолитовый баундстоун; 3 — интракластовый несортированный грейн-рудстоун (внутренняя структура интракластов — мад-вакстоун); 4 — полибиокластовый (преимущественно брахиоподо-остракодовый) грейнстоун; 5 — полибиокластовый (преимущественно брахиоподовый) пакстоун; 6 — вакстоун; 7 — глинистый мадстоун; 8 — известковая глина (здесь микрофации 7 и 8 соответствуют литологической фации 7 на рис. 3)

нично, обычно в виде обломков, поэтому в наших расчетах такие элементы не учитывались.

Действительно, в условиях мелководного бассейна, находившегося на изучаемой территории, седиментация характеризуется крайне низкой скоростью и дискретностью (прерывистостью), что создает условия для долгой экспозиции и частых перемывов осадка. В результате этого рамиформные элементы обычно обламываются и крайне редко сохраняются полностью. Согласно литологическим данным, углы наклона морского дна в пределах изучаемой территории в девонское время были небольшими (что характерно для эпиконтинентальных бассейнов), активные течения не были развиты, поэтому конодонтовые элементы не могли переноситься далеко.

Для более точной картины при подсчете процентного соотношения таксонов, видимо, следует исключать из расчетов космополитные виды местообитания МП. Кроме того, при этих подсчетах были исключены неплатформенные (рамиформные и др.) элементы, экземпляры плохой сохранности, определенные как *Gen. et sp. indet*, *P. sp. indet*, и образцы, содержащие только один экземпляр из числа рассматриваемых родов и видов.

**Литолого-седиментационное обоснование предлагаемой модели.** Заметим, что современный уровень исследований требует комплексного подхода к изучению геологических разрезов. Ранее для ряда изученных стратиграфических последовательностей нами было сопоставлено развитие конодон-

товых биофаций и микрофаций карбонатных пород верхнедевонских отложений [Кирилишина, Карпова, 2004; Кирилишина и др., 2010; Kirilishina et al., 2011a, b; Кирилишина и др., 2012].

На изучаемой территории осадочные отложения литологически представлены чередованием карбонатных и глинисто-карбонатных толщ различных структурных типов с редкими и маломощными прослойями обломочных пород. По результатам исследования выделены разные фациальные зоны бассейна (зоны заливно-лагунного мелководья, отмелей, мелководного и относительно глубоководного шельфа) с характерными для них микрофациями карбонатных пород. Кроме того, выполнена оценка относительных значений палеоглубины бассейна и их вариаций во времени по литологическим данным [Кирилишина и др., 2012]. В качестве основы использована схема соотношения батиметрических зон карбонатного шельфа и фациальных поясов [Чехович, 2010]. На этот профиль нанесены выделенные ранее микрофации (рис. 4).

С учетом распределения карбонатных микрофаций и конодонтовых биофаций по изученным разрезам построены кривые изменения относительной глубины палеобассейна в его конкретных участках [Кирилишина и др., 2012]. Сопоставление оценки относительной глубины рассматриваемого участка бассейна на основе полученных палеонтологических и литологических данных показало, что основные трансгрессивно-регressive пики совпадают и соответствуют пикам на кривых колебания уровня

моря для всей Восточно-Европейской платформы [Родионова и др., 1995] и для девона Евроамерики [Johnson et al., 1985]. Таким образом, полученные результаты взаимодополняются.

Заметим, что подобные исследования проводились по материалам одновозрастных отложений в других регионах, биофациальные модели были детализированы, показана также взаимосвязь литологических и биофациальных данных [Sobstel et al., 2006; Соболева и др., 2018].

**Заключение.** Рассмотрение принципов построения палеоэкологических моделей обитания конодонтов позволило предложить схему, в которой учтены положительные элементы моделей предыдущих исследователей, а также суммированы данные о комплексах конодонтов и литологических особенностях вмещающих толщ, полученные при изучении франских мелководных разрезов Воронежской антеклизы.

В соответствии с разработанной моделью существовали три основные области обитания: МI — прибрежная крайне мелководная с преобладанием видов-эндемиков; МII — приповерхностная эпипелагическая, населенная видами-космополитами; МIII — преимущественно придонная, содержащая ряд разноглубинных уровней. В осадочных породах Воронежской антеклизы эта модель отражается в

наличии семи конодонтовых биофаций с преобладанием определенных родов: биофафия А — *Icriodus*, биофафия В — *Icriodus* и *Polygnathus*; биофафия С — гладкие и слабоскульптированные *Polygnathus*; биофафия D — скульптированные *Polygnathus*; биофафия E — *Mesotaxis*; биофафия F — *Ancyrodella*; биофафия G — *Palmatolepis*. В небольшом количестве в каждой биофафии могут присутствовать конодонты, обитавшие на меньшей глубине.

**Благодарности.** Авторы глубоко признательны Г.М. Седаевой за консультации и моральную поддержку, Н.В. Горевой, Е.Л. Зайцевой, Н.Г. Изох, А.Н. Плотицыну, за конструктивную критику и замечания.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках тем госзаданий № AAAA-A16-116042010088-5 «Эволюция геодинамических обстановок и глобальные природные процессы» Музея землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова, № AAAA-A16-116033010097-5 «Палеонтологическая и стратиграфическая характеристика фанерозойских и позднепротерозойских отложений России и сопредельных территорий», № AAAA-A16-116033010120-0 «Динамика процессов осадочного породообразования (современного и в геологическом прошлом) в различных структурно-геологических условиях и их эволюция» геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аристов В.А. Девонские конодонты Центрального девонского поля (Русская платформа). М.: Наука, 1988. 120 с. (Тр. ГИН; вып. 432).
- Аристов В.А. Конодонты девона — нижнего карбона Евразии. М.: Наука, 1994. 192 с.
- Аристов В.А., Белый В.Ф. Первые находки франских конодонтов на Рудном Алтае // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 7. С. 171–175.
- Барсов И.С. Конодонты в современной геологии // Итоги науки и техники. ВИНИТИ. Сер. Общая геология. 1985. Т. 19. С. 93–221.
- Барсов И.С., Назарова В.М. О жизненных формах конодонтов // Современная микропалеонтология // Тр. XV Всеросс. микропалеонтол. совещ. (12–16 сентября 2012 г., Геленджик). М., 2012. С. 198–202.
- Венгерцев В.С. Литологический анализ франских отложений юга Калужской области (скв. УГ-1) // Биостратиграфия верхнего палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. М.: ВНИГНИ, 1995. С. 180–188.
- Изох Н.Г., Елкин Е.А., Бахарев Н.К. Раннефранские конодонты Рудного Алтая (Западная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2004. Вып. 6–7. (Приложение к журн. Геология и геофизика). Т. 45. С. 89–101.
- Карпова Е.В. Седименто- и литогенез отложений девона Воронежской антеклизы: Автореф. канд. дисс. М., 2004. 24 с.
- Кирилишина Е.М. Конодонты верхнефранских и нижнефаменских отложений Воронежской антеклизы: Автореф. канд. дисс. М., 2006. 24 с.
- Кирилишина Е.М., Карпова Е.В. Литологическая и конодонтовая характеристика пограничных отложений франа и фамена Новохоперского района (Воронежская обл.) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Мат-лы молодежной школы-конференции XXXVI Тектонического совещания. М., 2004. С. 282–287.
- Кирилишина Е.М., Карпова Е.В., Кононова Л.И. Биофафии конодонтов и микрофафии карбонатных пород на рубеже франского и фаменского веков (поздний девон) на территории Воронежской антеклизы (Восточно-Европейская платформа, Россия) // Эволюция жизни на Земле: Мат-лы 4 Междунар. симп., 10–12 ноября 2010 г. / Отв. ред. В.М. Подобина. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 90–93.
- Кирилишина Е.М., Карпова Е.В., Кононова Л.И. Конодонтовые биофафии, карбонатные микрофафии и палеобатиметрический анализ верхнефранских и нижнефаменских отложений Воронежской антеклизы // Верхний палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия: Мат-лы 3-го Всеросс. совещ. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. С. 110–113.
- Кирилишина Е.М., Кононова Л.И. Конодонтовые биофафии во франском бассейне юго-запада Московской синеклизы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 2. С. 32–40.
- Москаленко Т.А. К палеоэкологической характеристике организмов-конодонтоносителей // Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1974. Вып. 84. С. 108–116.
- Назарова В.М. Икриодусы (конодонты) эйфельских и франских отложений центральных районов Русской платформы // Биостратиграфия среднего–верхнего палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. М: ВНИГНИ, 1995. С. 136–144.
- Назарова В.М. Функции конодонтовых элементов в аппаратах девонских икриодонтид // Палеобиология и детальная стратиграфия фанерозоя: К 100-летию со дня рождения акад. В.В. Меннера. М.: РАН, 2005. С. 33–39.
- Назарова В.М., Кирилишина Е.М., Кононова Л.И. Конодонты мелководных палеообстановок (верхний девон

Воронежской антеклизы) // Проблемы палеоэкологии и исторической геологии: Тез. докл. Всеросс. науч. конф., посвященной памяти профессора В.Г. Очева (Москва — Саратов. 29–30 мая, 11–13 июня 2018). М.: Саратов: ПИН РАН имени А.А. Борисяка — СГТУ имени Ю.А. Гагарина. М.: ООО «Кузница рекламы», 2018. С. 48–50.

*Назарова В.М., Кирилишина Е.М., Кононова Л.И.* и др. Конодонты как инструмент фациального анализа // Экзолит-2019. Фациальный анализ в литологии: теория и практика. М.: МАКС Пресс, 2019а. С. 103–105.

*Назарова В.М., Кирилишина Е.М., Кононова Л.И.* и др. Модель формирования конодонтовых биофаций (верхний девон Воронежской антеклизы) // Сб. тезисов Междунар. стратиграфической конф. Головкинского, 2019 «Осадочные планетарные системы позднего палеозоя: стратиграфия, геохронология, углеводородные ресурсы» (24–28 сентября 2019 г.). Казань, 2019б. С. 182–183.

*Назарова В.М., Кононова Л.И.* Стратиграфия мословского горизонта (эйфель, средний девон) Воронежской антеклизы по конодонтам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 3. С. 1–26.

*Назарова В.М., Кононова Л.И., Кулашова Т.А.* и др. Биостратиграфическая характеристика опорного разреза франского яруса (верхний девон) центральной части Воронежской антеклизы (скв. 16 Щигры, с. Нижнекрасное, Курская область) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019в. Т. 27, № 2. С. 80–106.

*Овнатанова Н.С., Кононова Л.И.* Мелководные франские комплексы конодонтов центральных районов Русской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 1. С. 56–67.

*Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И.* и др. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М.: ЦРГЦ, 1995. 265 с.

*Соболева М.А., Соболев Д.Б., Матвеева Н.А.* Разрез франского яруса на р. Кожым (западный склон Приполярного Урала) — результаты биостратиграфических, био-, литофациальных и изотопно-геохимических исследований // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13, № 1. С. 1–55.

*Халымбаджа В.Г.* Конодонты верхнего девона востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1981. 201 с.

*Чехович П.А.* Карбонатные платформы в раннепалеозойских осадочных бассейнах. Седиментационные характеристики и методы изучения // Жизнь Земли. Геология, геодинамика, экология, музеология. 2010. Т. 32. С. 104–132.

*Barnes C.R., Fähræus L.E.* Provinces, communities, and proposed nektobenthic habit of Ordovician conodontophorids // Lethaia. 1975. Vol. 8, N 2. P. 133–149.

*Druce E.C.* Devonian and Carboniferous conodonts from the Bonaparte Gulf Basin, Northern Australia and their use in international correlation // Bull. Commonw. Austral. Dep. Nat. Develop. Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys. 1969. N 98. P. 1–243.

*Druce E.C.* Upper Paleozoic conodont distribution // Abstr. Proc. 4th. Ann. Meet. N. Cent. Sect. Geol. Soc. Amer. 1970. P. 386.

*Druce E.C.* Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and the recognition of Biofacies // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1973. N 141. P. 191–237.

*Johnson D.I., Klapper G., Sandberg Ch.A.* Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. Vol. 96, N 5. P. 567–587. Boulder.

*Kirilishina E.M., Karpova E.V., Kononova L.I.* Conodont biofacies, carbonate microfacies and paleobathymetric analysis in Upper Frasnian and Lower Famennian Strata (Upper Devonian), Voronezh Anteclise, Russian Platform // Biostratigraphy, paleogeography and events in Devonian and Lower Carboniferous (SDS / IGCP 596 joint field meeting): Contr. of international conference in memory of Evgeny A. Yolkin. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2011a. P. 74–77.

*Kirilishina E.M., Karpova E.V., Kononova L.I.* Paleo-bathymetric analysis on Conodont biofacies and carbonate microfacies in Upper Frasnian and Lower Famennian Strata (Upper Devonian), Voronezh Anteclise, Russian Platform // Proceed. of the Sixth internat. conf. “Environmental Micro-paleontology, Microbiology and Meiobenthology”, Russia, Moscow: PIN RAS, 2011b. P. 137–140.

*Kirilishina E.M., Nazarova V.M., Kononova L.I.* et al. Formation model of conodont biofacies (Upper Devonian, Voronezh anteclise) // Proceed. Kazan Golovkinsy Stratigraphic Meeting, 2019 Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geo-chronology, Petroleum Resources. Proceed. Via Castiglione, 81, 40124 Bologna (Italy), 2019. P. 136–139.

*Klapper G., Barrick J.E.* Conodont ecology: pelagic versus benthic // Lethaia. 1978. Vol. 11, N 1. P. 15–23.

*Lindström M.* Conodonts. Amsterdam: Elsevier, 1964. 196 p.

*Merrill G.K.* Facies relationships in Pennsylvanian conodont faunas // Texas. J. Sci. 1962. Vol. 14. 418 p.

*Müller K.J.* Zur Kenntnis der Conodonten-Fauna des europäischen Devons. I. Gattung Palmatolepis // Abh. Senckenberg naturforsch. Ges. 1956. Bd. 494. S. 1–70.

*Müller K.J.* Zur systematischen Einteilung der Conodontophorida // Paläontologische Zeitschrift. 1962. Bd. 36, N 1/2. S. 109–117.

*Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A.* et al. Late Precambrian to Triassic history of the East European craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 23–63.

*Ovnatanova N.S., Kononova L.I.* Conodonts and Upper Devonian (Frasnian) Biostratigraphy of Central Regions of Russian Platform // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 2001. Vol. 233. P. 1–115.

*Sandberg Ch.A., Dreesen R.* Late devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation // Geol. Soc. Amer. Spec. pap. 1984. Vol. 196. P. 143–178.

*Seddon G., Sweet W.* An ecologic model for conodonts // J. Paleont. 1971. Vol. 45, N 5. P. 869–880.

*Sobstel M., Makowska-Haftka M., Racki G.* Conodont ecology in the Early-Middle Frasnian transition on the South Polish carbonate shelf // Acta Palaeontologica Polonica. 2006. Vol. 51 (4). P. 719–746.

*Sweet W.C., Bergstrom S.M.* Provincialism exhibited by Ordovician conodont faunas // Soc. Econ. Paleontol. and Mineral. Spec. Publ. 1974. N 21. P. 189–202.

*Tagarieva R.C.* Conodont biodiversity of the Frasnian-Famennian boundary interval (Upper Devonian) in the Southern Urals // Bull. Geosci. 2013. Vol. 88(2). P. 297–314.

*Ziegler W., Ovnatanova N.S., Kononova L.I.* Devonian Polygnatids from the Frasnian of the Rheinisches Schiefergebirge, Germany, and Russian Platform // Senckenberg. Lethaea. 2000. Vol. 80, N 2. P. 593–645.

УДК 551.7.02

## ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

**Руслан Рустемович Габдуллин<sup>1</sup>✉, Алексей Юрьевич Пузик<sup>2</sup>,  
Софья Ивановна Меренкова<sup>3</sup>, Елена Андреевна Бакай<sup>4</sup>,  
Елена Николаевна Полудеткина<sup>5</sup>, Кирилл Владимирович Сыромятников<sup>6</sup>,  
Максим Дмитриевич Казуров<sup>7</sup>, Искандер Рустамович Мигранов<sup>8</sup>,  
Сергей Иванович Бордунов<sup>9</sup>, Мария Алексеевна Устинова<sup>10</sup>,  
Юлия Игоревна Ростовцева<sup>11</sup>, Дмитрий Аркадьевич Мамонтов<sup>12</sup>,  
Наталья Викторовна Бадулина<sup>13</sup>, Алексей Викторович Иванов<sup>14</sup>**

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

<sup>2</sup>Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; alex.puzik@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-7148-7344>

<sup>3</sup>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>

<sup>4</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; bakay\_lena@inbox.ru, <https://orcid.org/0000-0002-4943-1106>

<sup>5</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; poludetkinaelena@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8339-4409>

<sup>6</sup>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>

<sup>7</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; max.kazurov@yandex.ru

<sup>8</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; iskandermig@mail.ru

<sup>9</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; sib-msu@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-1166-0496>

<sup>10</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия; ustinova\_masha@mail.ru

<sup>11</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; paleopen@mail.ru

<sup>12</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; palynologist.dm@mail.ru

<sup>13</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nvbadulina@mail.ru

<sup>14</sup>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>

**Аннотация.** Приведена литолого-геохимическая характеристика мезозойско-кайнозойского интервала разреза Лескинской скважины (устюевая часть р. Енисей) и ее палеогеографическая и палеоклиматическая характеристики.

**Ключевые слова:** литология, геохимия, палеогеография, палеоклиматология, мезозой, кайнозой, Енисей, Карское море

**Для цитирования:** Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Бакай Е.А., Полудеткина Е.Н., Сыромятников К.В., Казуров М.Д., Мигранов И.Р., Бордунов С.И., Устинова М.А., Ростовцева Ю.И., Мамонтов Д.А., Бадулина Н.В., Иванов А.В. Литолого-геохимическая и палеогеографическая характеристика мезозойско-кайнозойских отложений Енисей-Хатангского прогиба // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 46–55.

## LITHOLOGICAL-GEOCHEMICAL AND PALEOGEOGRAPHIC CHARACTERISTICS OF MESOZOIC-CENOZOIC DEPOSITS OF THE YENISEI-KHATANGA TROUGH

**Ruslan R. Gabdullin<sup>1</sup>✉, Aleksey Yu. Puzik<sup>2</sup>, Sofia I. Merenkova<sup>3</sup>, Elena A. Bakay<sup>4</sup>,  
Elena N. Poludetkina<sup>5</sup>, Kirill V. Syromyatnikov<sup>6</sup>, Maxim D. Kazurov<sup>7</sup>,  
Iskander R. Migranov<sup>8</sup>, Sergey I. Bordunov<sup>9</sup>, Maria A. Ustinova<sup>10</sup>,  
Yulia I. Rostovtseva<sup>11</sup>, Dmitry A. Mamontov<sup>12</sup>, Natalya V. Badulina<sup>13</sup>,  
Aleksey V. Ivanov<sup>14</sup>**

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Gabdullin@fgp.msu.ru

<sup>2</sup>Perm State National Research University, Perm, Russia; alex.puzik@mail.ru

<sup>3</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; koshelevasof@mail.ru

<sup>4</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; bakay\_lena@inbox.ru

<sup>5</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; poludetkinaelena@mail.ru

<sup>6</sup> Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; Sykirv@gmail.com

<sup>7</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; max.kazurov@yandex.ru

<sup>8</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; iskandermig@mail.ru

<sup>9</sup> Lomonosov Moscow State University; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; sib-msu@mail.ru

<sup>10</sup> Geological Institute RAS, Moscow, Russia; ustinova\_masha@mail.ru

<sup>11</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; paleopen@mail.ru

<sup>12</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; palynologist.dm@mail.ru

<sup>13</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nvbadulina@mail.ru

<sup>14</sup> Lomonosov Moscow State University; Institute of Geography RAS, Moscow; Tambov State Technical University, Tambov, Russia, yashkovia@mail.ru

**Abstract.** The lithological and geochemical characteristics of the Meso-Cenozoic interval of the Leskinskaya well section (the mouth of the Yenisei River) and its paleogeographic and paleoclimatic characteristics are given.

**Key words:** lithology, geochemistry, paleogeography, paleoclimatology, Mesozoic, Cenozoic, Yenisey, the Kara Sea

**For citation:** Gabdullin R.R., Puzik A.Yu., Merenkova S.I., Bakay E.A., Poludetkina E.N., Syromyatnikov K.V., Kazurov M.D., Migranov I.R., Bordunov S.I., Ustinova M.A., Rostovtseva Yu.I., Mamontov D.A., Badulina N.V., Ivanov A.V. Lithological-geochemical and paleogeographic characteristics of Mesozoic-Cenozoic deposits of the Yenisei-Khatanga trough. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 46–55. (In Russ.).

**Введение.** В устьевой части (дельты) р. Енисей нет глубоких скважин, поэтому информация, полученная при бурении компанией ПАО «Газпромнефть» в 2021 г. Лескинской скважины в Енисей-Хатангском прогибе представляется крайне актуальной для региональной и исторической геологии, палеогеографии и палеоклиматологии. Коллективом авторов были изучены шлам и керн из разреза этой скважины, пробуренной у южной границы акватории Карского моря. За стратиграфическую основу взяты государственные геологические карты масштаба: 1:1 000 000 Российской Федерации, листы R-43-45 (Гыдан-Дудинка), S-44-46 (Усть-Тарея) издания 2000 г., а также лист S-41-43 (о. Белый) издания 2004 г.

Стратиграфическое расчленение выполнено Р.Р. Габдуллиным (МГУ имени М.В. Ломоносова) по данным каротажа и палеонтологического анализа. Последний включал микрофаунистический анализ, выполненный М.А. Устиновой (ГИН РАН) и С.И. Бордуновым (ГИН РАН, МГУ имени М.В. Ломоносова), а также палинологический анализ, проведенный сотрудниками МГУ имени М.В. Ломоносова Ю.И. Ростовцевой и Д.А. Мамонтовым.

**Литолого-стратиграфическая характеристика разреза скважины.** В мезозойско-кайнозойском диапазоне разреза скважины стратиграфически снизу вверх выделены следующие стратоны: тампейская серия (триас), большехетская серия (нижняя–средняя юра, келловей), даниловская свита (келловей–берриас), нижнехетская свита (берриас–валанжин), суходудинская свита (валанжин–готерив), малохетская свита (готерив–апт), яковлевская свита (апт–альб), долганская (альб–сеноман), насоновская свита (турон–сантон) и лескинская толща (квартер).

Приведем краткую характеристику выделенных стратонов в мезозойско-кайнозойском интервале разреза скважины. Формационный анализ выполнен Р.Р. Габдуллиным.

**Тампейская серия (Ttm).** Аргиллиты, песчаники, алевролиты и глины с биотитом и мусковитом, прослои углей с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов по базальтам и туфам основного состава. Мощность до 150 м. Отвечает олигомиктовой пестроцветной формации по [Синицын, 1980] и песчаниковой формации по тектоническому кодексу (TK).

**Большехетская серия (J<sub>1-2</sub>bh,** нижняя юра–келловей). Глины алевритовые, песчаники, алевролиты, с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов по базальтам и туфам основного состава, углей. Мощность до 20 м. Глинистая формация по TK и морская бескарбонатная формация по [Синицын, 1980].

**Гольчихинская свита (J<sub>2</sub>–K<sub>1</sub>gl,** келловей–берриас). Глины алевритистые со стяжениями пирита и карбонатными конкрециями. В основании — песчаники глинистые и алевролиты с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов по базальтам и туфам основного состава. Мощность до 110 м. Глинистая формация по TK и морская бескарбонатная формация по [Синицын, 1980].

**Нижнехетская свита (K<sub>1</sub>nh,** берриас–валанжин). Глины аргиллитоподобные с пластами алевролитов и мелкозернистых песчаников, в основании — с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов по базальтам и туфам основного состава. Мощность до 100 м. Песчаниковая формация по TK и морская бескарбонатная формация по [Синицын, 1980].

**Суходудинская свита (K<sub>1</sub>sd,** валанжин–готерив). Песчаники и глины с пропластками углей. В основании — гравелиты и конгломераты по базальтам и туфам основного состава. Мощность до 100 м. Песчаниковая формация по TK и морская бескарбонатная формация по [Синицын, 1980].

**Малохетская свита (K<sub>1</sub>mh,** готерив–апт). Пески и песчаники, прослои алевролитов и углистых глин, в основании — гравелиты и конгломераты по ба-

зальтам и туфам основного состава. Мощность до 110 м. Песчаниковая формация по ТК и морская бескарбонатная формация по [Синицын, 1980].

*Яковлевская свита* ( $K_2jak$ , апт–альб) объединяет переслаивание глин (местами углистых) и алевролитов, песчаников с углефицированным детритом. Редкие прослои угля. Мощность до 100 м. Толща отнесена к мезомиктовой угленосной по [Синицын, 1980] и глинистой формациям по ТК.

*Долганская свита* ( $K_{1-2}dl$ , альб–сеноман) представлена песками и алевритами с углефицированными растительными остатками, с редкими мелкозернистыми агрегатами пирита с подчиненными прослоями глин алевропелитовых, в нижней части алевритистых серых с редкими углефицированными растительными остатками, мелкозернистыми агрегатами пирита, чешуйками слюды. Органическое вещество в виде битума встречается по всему разрезу свиты. Образования свиты соответствуют среднемеловому нефтегазоносному комплексу (НГК). Мощность до 170 м. Свита отвечает к мезомиктовой угленосной по [Синицын, 1980] и песчаниковой формациям по ТК.

*Насоновская свита* ( $K_2ns$ , турон–сантон) охарактеризована пакетами переслаивания глин алевритистых, с подчиненным количеством углефицированного растительного детрита, редкими чешуйками слюды и алевритов с редкими углефицированными растительными остатками, грубоокатанными зернами кварца, мелкозернистыми агрегатами пирита. Мощность до 180 м. Свита отнесена к бескарбонатной морской формации по [Синицын, 1980] и глинистой формации по ТК.

*Лескинская толща* ( $Q_{lls}$ ) представлена терригенными песчано-глинистыми дельтовыми осадочными образованиями. В нижней части — глинами с грубоокатанными зернами кварца, чешуйками слюды, с находками фораминифер, раковин моллюсков, остракод и растительного детрита. В средней части толща сложена глинами алевритистыми, с углефицированными растительными остатками, грубоокатанными зернами кварца, редкими чешуйками слюды, зернами пыльцы *Betula sp.*, гифами грибов, в верхней части — глинами алевритистыми и алевритами, с растительными остатками (зерна пыльцы родов *Betula*, *Quercus*), грубоокатанными зернами кварца, редкими чешуйками слюды, в терминальной части — песком или сильнопесчанистой глиной. Мощность до 140 м. Толща отнесена к бескарбонатной морской по [Синицын, 1980] и глинистой формации по ТК.

Отложения начиная с кампана в разрезе скважины отсутствуют, их характеристика взята из [Государственная..., 2004], их описание приведено ниже.

Кампан–датский сейсмоподкомплекс ( $C_3-C_1$ ), представленный глинами и алевритами, внизу с кальцитовыми конкрециями (мощность до 560 м). Он отнесен к бескарбонатной морской формации и глинистой формации по ТК.

Выше следует палеоценовая сейсмотолща ( $C_1-C'$ ), сложенная глинистыми алевритами, алевролитовыми глинами, песками, вверху — с прослоями бурых углей (140–800 м). Сейсмотолща отнесена к терригенной угленосной формации по ТК и мезомиктовой угленосной формации по [Синицыну, 1980].

Разрез венчает верхнепалеоцен–эоценовая сейсмотолща ( $C-D_0$ ), объединяющая глины, алевролиты, пески, вверху — опоки и диатомиты (мощность до 300 м). Ее нижняя песчано-глинистая часть отнесена к глинистой формации по ТК и бескарбонатной морской формации, а верхняя кремнистая часть — к бескарбонатной морской по [Синицын, 1980]. Далее следует перерыв, приходящийся на олигоцен и синхронный с воздыманием Пайхайско-Новоземельского пояса.

Выше следует олигоцен–миоценовая(?) сейсмотолща ( $D_0-D_2$ ), которая объединяет глины, алевриты, пески и отвечает бескарбонатной морской по [Синицын, 1980] и глинистой формации по ТК.

**Материалы и методы исследования.** Полный геохимический анализ элементов 116 образцов мезозайско-кайнозойских отложений из разреза скважины выполнен на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного типа действия S8 Tiger фирмы «BRUKER» (аналитик А.Ю. Пузик). Техническая подготовка образцов выполнена М.Д. Казуровым и И.Р. Миграновым.

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,  $^{\circ}C$

Подробнее об этом методе написано в [Габдуллин и др., 2021].

При построении палеоклиматической кривой были использованы как авторские, так и опубликованные данные, включающие в себя результаты расчета среднегодовой температуры (МАТ) по данным палинологии [Zakharov et al., 2011]; по растениям-индикаторам климата [Могучева, 2015; Лебедева и др., 2019] с определением количественных значений палеотемпературы по [Yamada et al., 2018; Guo et al., 2021; Zhang et al., 2021; Cantrill, 1998]; по таксонам насекомых-индикаторов климата и по находкам плезиозавров [Гольберт и др., 1977]; по

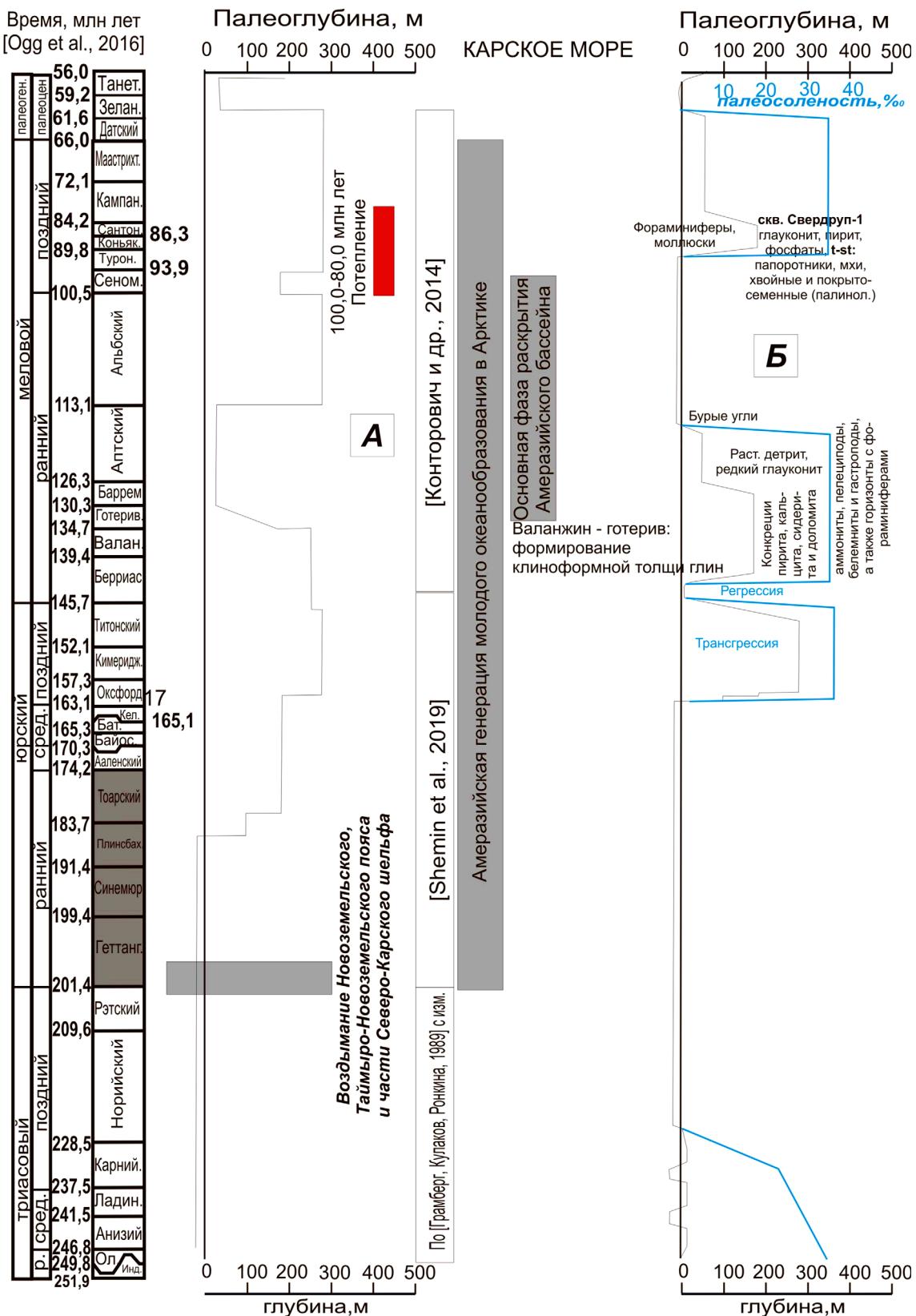
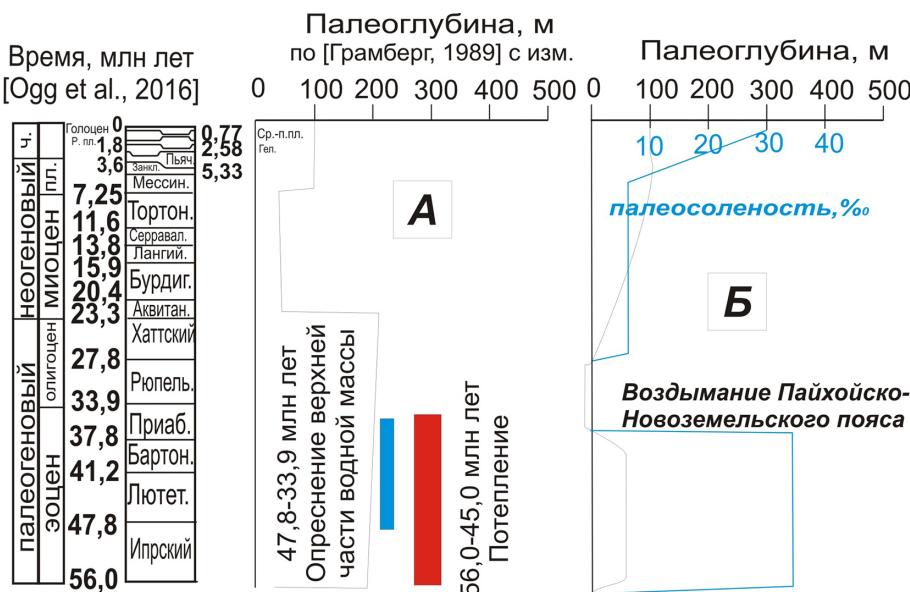


Рис. 1. Палеогеографическая и палеогалинометрическая кривые для триас-палеоценовой истории южной части Карского моря

литологическим признакам — бокситам [Гольберт и др., 1977]; компилятивным кривым MAT [Волкова, 2011]; по комплексу данных [Гольберт и др., 1977; Конторович и др., 2013]; а также по качественному определению типа климата [Горячева, 2018] с последующей количественной характеристикой по

[Гольберт и др., 1977] и результатам определения значений палеотемпературы по индексу выветривания (для скважины). Также на схему вынесены данные о значениях температуры поверхности воды (SST) по геохимическим (изотопным) данным [Маринов и др., 2015; Конторович и др., 2013].



**Результаты исследований и их обсуждение.** По имеющимся палеогеографическим условиям. По имеющимся данным Р.Р. Габдуллиным составлены палеогеографические кривые (рис. 1, А; 2, А) для южной части Карского моря. По описанной выше стратиграфической основе для разреза Лескинской скважины и южной части Карского моря Р.Р. Габдуллиным были построены еще два фрагмента палеогеографической кривой (рис. 1, Б; 2, Б). По большей части эти кривые коррелируют между собой.

В среднетриасовое–карнийское время палеоглубина составляла от 300 м в самом начале среднего триаса, затем — до 50 м. С нория по тоар существовала континентальная обстановка с накоплением континентальных формаций (в том числе пестроцветных и угленосных). Затем началась среднеюрская трансгрессия (с максимумом в кимеридже–титоне (до 300 м)) и с регрессией в позднем титоне, ближе к юрско–меловому рубежу. В это время в условиях понижения уровня моря формировались богатые органикой нефтегазоматеринские битуминозные глинистые осадки.

Следующая трансгрессия — позднебериасско–аптская с максимумами палеоглубины (до 200 м) в позднебериасско–раннебарремское время. В это время палеоценоз включал аммонитов, пелеципод, белемнитов и гастропод, а также горизонты с фораминиферами. Обмеление бассейна (до 50–100 м) произошло в позднем барреме–раннем апте.

В альб–сеномансское время территория была приподнята, накопливались угли.

В зеландское время осадконакопление происходило в континентальной обстановке с формированием бурых углей и накоплением осадков песчано–глинистой континентальной формации.

В танет–эоценовое время седиментация протекала в морском бассейне с глубиной около 50 м. Затем в олигоцене произошло воздымание территории Пайхойско–Новоземельского пояса, которое сменилось тектоническим погружением территории

в олигоцен–четвертичное время и возникновением морского бассейна с глубиной около 100 м.

**Палеосоленость.** Р.Р. Габдуллиным определены вариации солености и построена палеогалинометрическая кривая (рис. 1, 2). Этапы существования бассейнов с нормальной соленостью приходятся на средне–позднеюрское, позднебериасское–средне–аптское (встречены аммониты, пелециподы, белемниты и гастроподы, а также горизонты с фораминиферами, редкий глауконит [Государственная..., 2004], позднемеловое–датское (в разрезе найдены фораминиферы и моллюски, встречены глауконит, пирит и фосфаты), а также зеландий–бартонское и плиоцен–четвертичное время).

В хаттско–миоценовое время существовал солоноватоводный бассейн.

**Нефтегазоносность.** Юрские и нижнебериасские отложения образуют юрский нефтегазоносный комплекс (НГК) за счет переслаивания горизонтов песчано–алевритовых коллекторов с глинистыми флюидоупорами. Следующий НГК — нижнемеловой (нижнеготерив–нижнеальбский), выше — среднемеловой (верхнеальбско–туронский).

**Нефтегазоматеринские отложения.** Образования титона–кимериджа содержат доманикоидные глинистые формации, аналогичные баженовской свите.

**Палеоклиматические условия.** Для этого региона в литературе имеется большой массив данных о палеотемпературе, которые вынесены на схему (рис. 3, 4). Обобщив литературные и собственные данные, Р.Р. Габдуллин построил компилятивные палеотемпературные кривые (температура поверхности воды SST и среднегодовая температура MAT) для района Карского моря в мезозойско–кайнозойский этап.

В *триасе* значения палеотемпературы испытывали слабые вариации, значения MAT составляли около 12–13 °C, а SST — 18–19 °C. В фитоассоциациях присутствуют папоротники и гинкговые, в ладинское время происходило накопление углей.

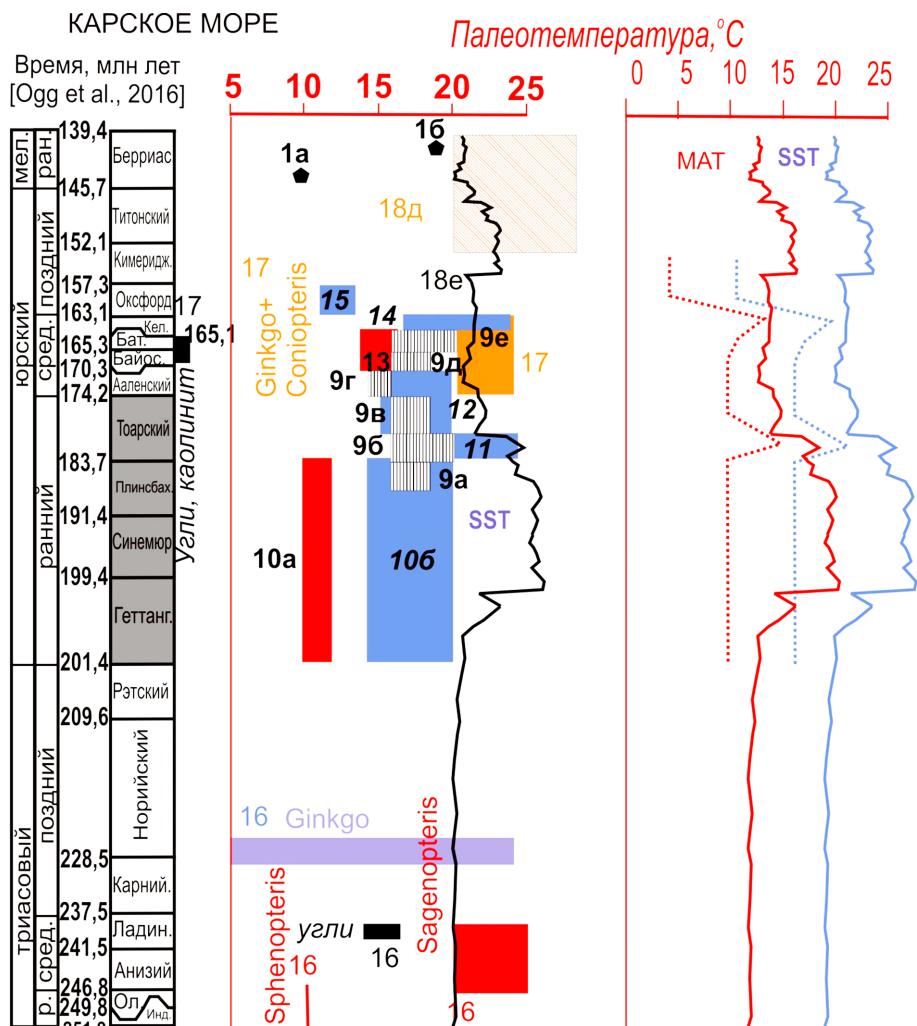
Рис. 3. Палеотемпературная характеристика триасово-берриасских отложений в районе Лескинской скважины: 1 — MAT, палинология, север Сибири, Полярный Урал ( $66^{\circ}$  с. ш. и севернее [Zakharov et al., 2011]); 2 — MAT  $14\text{--}15^{\circ}\text{C}$ , о-в Уединения, *Plesiosaurus latispinus* [Палеоклиматы..., 1977]; 3 — MAT  $18^{\circ}\text{C}$ , р. Турухан, переотложенные бокситы [Палеоклиматы..., 1977]; 4 — MAT  $18^{\circ}\text{C}$ , р. Соленая (приток Малой Хеты), переотложенные бокситы [Палеоклиматы..., 1977]; 5 — SST, Западно-Сибирское эпиконтинентальное море [Маринов и др., 2008]; 6 — MAT, Западно-Сибирская плита ( $55^{\circ}$  с. ш. и севернее [Волкова, 2011]); 7 — MAT  $16\text{--}18^{\circ}\text{C}$ , п-ов Таймыр, долганская и бегическая свиты, насекомые, тепло-умеренный климат [Палеоклиматы..., 1977]; 8а — MAT  $16\text{--}20^{\circ}\text{C}$ , амплитуда  $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$  (альб [Палеоклиматы..., 1977]); 8б — MAT  $16\text{--}18^{\circ}\text{C}$ , амплитуда  $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$  (сеноман-турон [Палеоклиматы..., 1977]); 8в — MAT  $16\text{--}18^{\circ}\text{C}$ , амплитуда  $6\text{--}8^{\circ}\text{C}$  (конъяк-сантон [Палеоклиматы..., 1977]); 8г — MAT  $14\text{--}16^{\circ}\text{C}$ , амплитуда  $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$  (кампан-маастрихт [Палеоклиматы..., 1977]); 8д — MAT  $16\text{--}18^{\circ}\text{C}$ , амплитуда  $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$  (палеоцен [Палеоклиматы..., 1977]); 8е — MAT  $12\text{--}14^{\circ}\text{C}$ , амплитуда  $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$  (эоцен [Палеоклиматы..., 1977]); 9а — умеренно-теплый климат (поздний плинсбах [Горячева, 2018]) с нашей последующей количественной

характеристикой (MAT  $16\text{--}18^{\circ}\text{C}$ ) по [Палеоклиматы..., 1977]; 9б — умеренно-субтропический климат (конец плинсбаха-ранний тоар [Горячева, 2018]) с нашей последующей количественной характеристикой (MAT  $16\text{--}20^{\circ}\text{C}$ ) по [Палеоклиматы..., 1977]; 9в — теплый умеренный климат (конец раннего тоара-поздний тоар [Горячева, 2018]) с нашей последующей количественной характеристикой (MAT  $16\text{--}18^{\circ}\text{C}$ ) по [Палеоклиматы..., 1977]; 9д — теплый умеренный климат (байос [Горячева, 2018]) с последующей количественной характеристикой (MAT  $16\text{--}18^{\circ}\text{C}$ ) по [Палеоклиматы..., 1977]; 9е — умеренно-субтропический климат (бат [Горячева, 2018]) с последующей количественной характеристикой (MAT  $16\text{--}20^{\circ}\text{C}$ ) по [Палеоклиматы..., 1977]; 10а — MAT  $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$ , теплый равномерно-влажный климат (геттанг-плинсбах [Конторович и др., 2013]); 10б — SST  $14,4\text{--}19,8^{\circ}\text{C}$  для геттанга-аалена [Конторович и др., 2013]; 11 — SST  $16,9\text{--}24,5^{\circ}\text{C}$ , ранний тоар, теплый влажный климат [Конторович и др., 2013]; 12 — SST  $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$ , аален, теплый влажный климат [Конторович и др., 2013]; 13 — MAT  $14\text{--}16^{\circ}\text{C}$ , байос и бат, теплый влажный климат [Конторович и др., 2013]; 14 — SST  $17\text{--}23^{\circ}\text{C}$ , теплый влажный климат, потепление вод Арктического океана (келловей [Конторович и др., 2013]); 15 — SST  $11\text{--}13^{\circ}\text{C}$ , изотопная палеотермометрия по рострам белемнитов, оксфорд [Конторович и др., 2013]; 16 — *Sphenopteris* [Могучева, 2015] MAT  $>20^{\circ}\text{C}$  [Yamada et al., 2018], *Sagenopteris* [Могучева, 2015] MAT  $>20^{\circ}\text{C}$  [Zhang et al., 2021]; 17 — фитоассоциация *Coniopteris+Ginkgo* [Лебедева и др., 2019] MAT  $20\text{--}24^{\circ}\text{C}$  по [Guo et al., 2021; Zhang et al., 2021]; Лескинская скважина (флора определена Ю.И. Ростовцевой): 18а — насоновская свита (турон-сантон), глейхениевые папоротники (*Gleicheniidites laetus* (Bolch.) Bolch., MAT  $8\text{--}22^{\circ}\text{C}$  [Cantrill, 1998]); 18б — дорожковская свита (турон-конъяк), циатейные папоротники (*Cyathidites sp.*, MAT  $>20^{\circ}\text{C}$ ) по [Zhang et al., 2021]; 18в — долганская свита (альб-сеноман), циатейные папоротники (*Cyathidites minor Couper*, *Cyathidites australis Couper*) MAT  $>20^{\circ}\text{C}$  [Zhang et al., 2021], глейхениевые (*Gleicheniidites senonicus Ross emend. Scarby*, *G. laetus* (Bolch.) Bolch., MAT  $8\text{--}22^{\circ}\text{C}$  по [Cantrill, 1998]; 18г — яковлевская свита (альб-альб), циатейные папоротники (*Cyathidites minor Couper*, MAT  $>20^{\circ}\text{C}$ ) [Zhang et al., 2021], глейхениевые (*Gleicheniidites laetus* (Bolch.) Bolch., MAT  $8\text{--}22^{\circ}\text{C}$  [Cantrill, 1998]; Д — даниловская (келловей-берриас), для титона-берриаса — циатейные (*Cyathidites sp.*, MAT  $>20^{\circ}\text{C}$ ) [Zhang et al., 2021]; 18е — значения палеотемпературы, рассчитанные по индексу выветривания

Имеются определения палеотемпературы (MAT) для триасо-берриасского времени по Лескинной скважине. Для этого интервала построена кривая вариации палеотемпературы. Она не противоречит опубликованным данным о значениях палеотемпературы по растениям-индикаторам климата и

только для геттанг-плинсбахского интервала они превышают не более чем на  $5^{\circ}\text{C}$ .

**Геттанг-тоар.** Установлен теплый равномерно-влажный климат для геттанга и плинсбаха, теплый влажный климат для раннего тоара [Конторович и др., 2013]. По другим данным [Горячева,



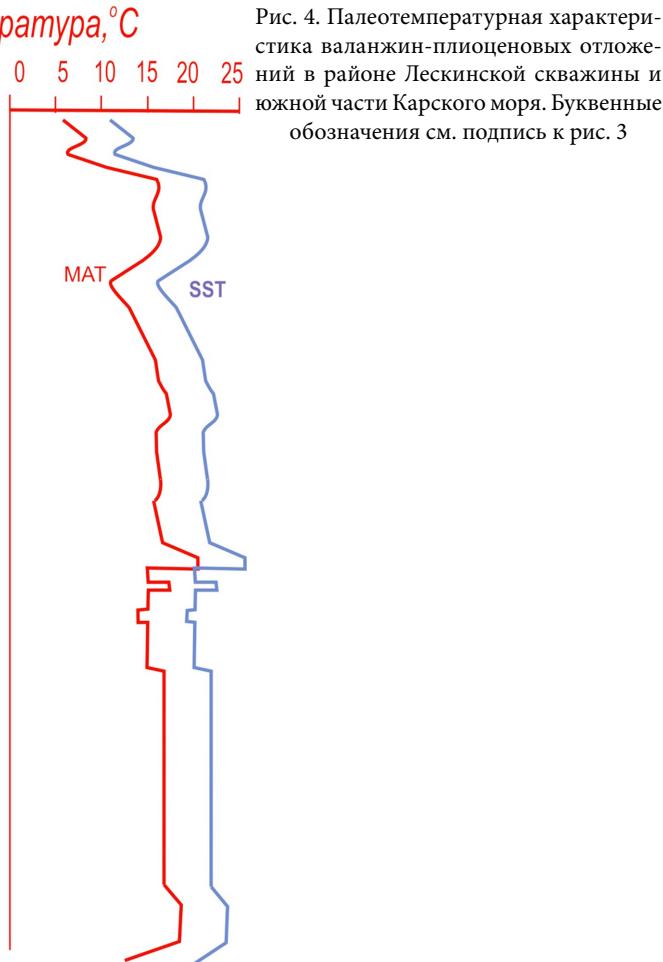
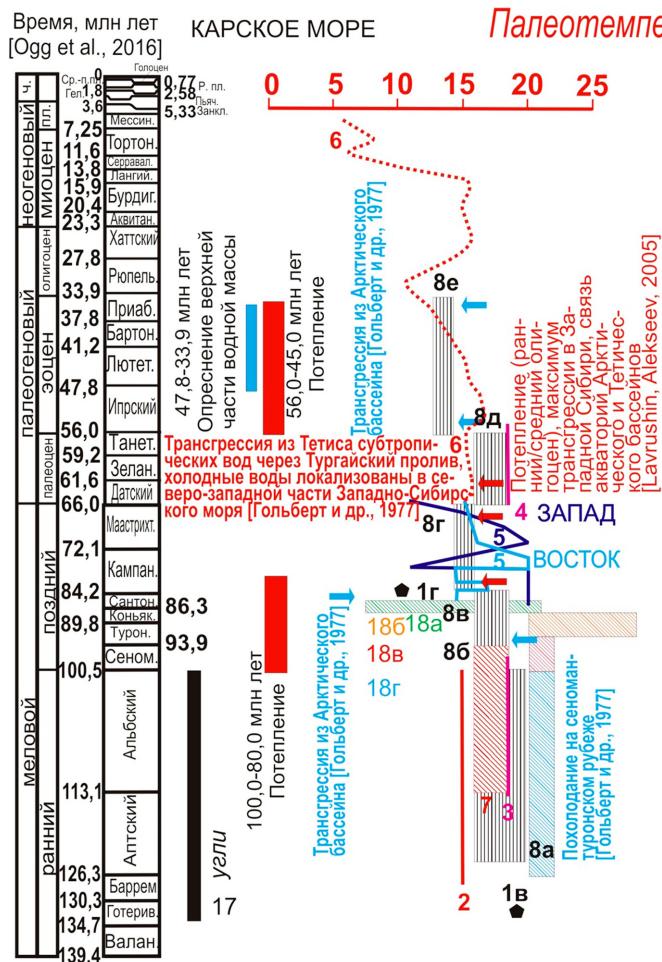


Рис. 4. Палеотемпературная характеристика валанжин-плиоценовых отложений в районе Лескинской скважины и южной части Карского моря. Буквенные обозначения см. подпись к рис. 3

2018] реконструируется умеренно-теплый климат для позднего плинсбаха, умеренно-субтропический климат для конца плинсбаха–раннего тоара, теплый умеренный климат для конца раннего тоара–позднего тоара. Эта качественная характеристика типа климата количественно подтверждена нами на основе значений, взятых из работы [Гольберт и др., 1977]. В частности, получены следующие диапазоны значений палеотемпературы (МАТ): для позднего плинсбаха — 16–18 °C, для конца плинсбаха–раннего тоара — 16–20 °C, для конца раннего тоара–позднего тоара — 16–18 °C. Эти диапазоны палеотемпературы хорошо коррелируют с результатами определения МАТ в Лескинской скважине по индексу выветривания. Осадочные образования геттанга–раннего плинсбаха отнесены нами к мезомиктовой угленосной формации.

С геттанга начиналось потепление климата: величины MAT (в разрезе Лескинской скважины) составляли около 15–20 °C, а SST — 20–25 °C. Климатический максимум приходится на поздний геттанг–плинсбах. В тоаре началось понижение палеотемпературы. Значения палеотемпературы по Лескинской скважине коррелируют с таковыми в работе предшественников [Конторович и др., 2013] — MAT 10–12 °C для геттанга и плинсбаха; SST 14,4–19,8 °C для геттанга–аалена; SST 16,9–24,5 °C для раннего тоара.

**Аален-ранний кимеридж.** Отмечен теплый влажный климат для аалена–келловея, фиксируется потепление вод Арктического океана в келловее [Конторович и др., 2013]. В байосе и бате произошло накопление углей и каолинита [Государственная..., 2004].

По данным работы [Горячева, 2018] определены следующие типы климата: теплый умеренный климат для байоса, умеренно-субтропический для бата. Эта качественная характеристика преобразована нами в количественную характеристику по значениям, взятым из работы [Гольберт и др., 1977]. В частности, тогда получены следующие диапазоны МАТ: 16–18 °С для баюса и 16–20 °С для бата, что, правда, выше диапазонов вариации палеотемпературы для разреза Лескинской скважины на несколько градусов.

Значения палеотемпературы, рассчитанные по индексу выветривания для разреза Лескинской скважины, слабо менялись и составляли около 11–14 °C, а SST — 16–19 °C. Они коррелируют с таковыми в работах предшественников [Конторович и др., 2013] — SST 15–20 °C для аалена; MAT 14–16 °C для байоса и бата; SST 17–23 °C для келловея. Отметим, что значения SST 11–13 °C по данным изотопной палеотермометрии по рострам белемнитов для оксфорда [Конторович и др., 2013] приблизительно на 2 °C ниже значений, полученных для разреза Лескинской скважины.

Для геттанг-кимериджского интервала геологической истории по опубликованным данным построены палеотемпературные кривые (показаны пунктиром), тренды которых близки к кривым, построенным для разреза Лескинской скважины.

**Поздний кимеридж–берриас.** Значения палеотемпературы, рассчитанные по индексу выветривания для разреза Лескинской скважины, составляли: MAT около 13–17 °C, а SST — 18–22 °C. При этом поздний кимеридж и ранний титон характеризовались относительным потеплением климата: MAT — около 15–17 °C, а SST — 20–22 °C, за этим последовала фаза похолодания климата в позднем титоне–берриасе, когда значения MAT составляли около 12–14 °C, а SST — 17–20 °C. Эти значения подтверждаются оценкой палеотемпературы произрастания флоры, определенной Ю.И. Ростовцевой (МГУ имени М.В. Ломоносова) из разреза Лескинской скважины. В частности, в породах даниловской (келловей–берриас) свиты, точнее, для ее титон–берриасской части, определены циатейные (*Cyathidites* sp.), произраставшие при значениях MAT>20 °C [Zhang et al., 2021]. К этим значениям близки величины MAT в 10 °C и 18 °C по данным палинологии из разрезов севера Сибири и Полярного Урала [Zakharov et al., 2011].

**Валанжин–турон.** Массив опубликованных данных позволяет оценить вариации палеотемпературы в следующем диапазоне: MAT — около 13–18 °C, а SST — 18–23 °C. При этом валанжин и ранний готерив характеризовались относительным потеплением климата: MAT — около 17–19 °C, а SST — 22–24 °C, за этим наступила длительная фаза относительного похолодания климата в позднеготеривско–альбское время, когда значения MAT составляли около 17 °C, а SST — около 22 °C. Затем — в сеномане и туроне — стало еще прохладнее: MAT понизилась до 15 °C, а SST — до 20 °C. К этим значениям близки величины MAT, составившие 19 °C для готерива по данным палинологии из разрезов на севере Сибири и Полярном Урале [Zakharov et al., 2011]. На сеноман–туронском рубеже отмечено похолодание, для апта–альба MAT оценивается в 16–20 °C, а для сеномана–турона — в 16–18 °C с амплитудой вариации в 4–6 °C [Гольберт и др., 1977].

С готерива по альб происходило накопление углей [Государственная..., 2004], отложения с готерива по сеноман отнесены нами к мезомиктовой угленосной формации.

Эти величины подтверждены оценкой значений палеотемпературы произрастания флоры, определенной Ю.И. Ростовцевой из разреза Лескинской скважины. Например, в породах яковлевской свиты (апт–альб) обнаружены циатейные папоротники (*Cyathidites minor Couper*) со значениями MAT>20 °C [Zhang et al., 2021], а также глейхениеевые (*Gleichenidites laetus* (Bolch.) Bolch. с величинами MAT 8–22 °C [Cantrill, 1998]. В образованиях долганской свиты (альб–сеноман) определены циатейные папоротники (*Cyathidites minor Couper*, *Cyathidites*

*australis Couper*) с величинами MAT>20 °C [Zhang et al., 2021] и глейхениеевые *Gleichenidites senonicus* Ross emend. Scarby, G. *laetus* (Bolch.) Bolch., для которых характерны значения MAT 8–22 °C по [Cantrill, 1998], что дает возможность оценить значения MAT, равные 20–22 °C для апта–сеномана. В породах дорожковской свиты (турон–конъяк) определены циатейные папоротники (*Cyathidites* sp.) с величинами MAT>20 °C [Zhang et al., 2021], что позволяет оценить палеотемпературу не ниже 20 °C.

**Конъяк–маастрихт.** Для этого фрагмента геологической истории имеются опубликованные и наши оригинальные данные, по которым построены кривые MAT (вариации значений от 15 до 20 °C) и SST (вариации значений от 20 до 25 °C). Отмечена тенденция к росту палеотемпературы с конъяка по началу кампана, со стабилизацией в раннем кампане, затем следовала фаза понижения палеотемпературы с последующим ее увеличением в позднем кампане. С конца кампана по конец мелового периода происходило понижение палеотемператур MAT от 20 °C в раннем кампане до 15 °C в конце маастрихта. Для конъяка–сантона MAT оценивается в 16–18 °C с амплитудой вариации 6–8 °C, а для кампана–маастрихта — в 14–16 °C с амплитудой флюктуаций в 8–10 °C [Гольберт и др., 1977]. На рубеже сантона и кампана, в середине маастрихта имели место трангрессии субтропических вод из океана Тетис через Тургайский пролив, холодные воды были локализованы в северо–западной части Западно–Сибирского моря [Гольберт и др., 1977]. Имеются оценки вариации величин SST для Западно–Сибирского эпиконтинентального моря [Маринов и др., 2008], изменившиеся от 12 до 20 °C.

Эти значения подтверждаются оценкой палеотемпературы произраставшей флоры, определенной Ю.И. Ростовцевой из разреза Лескинской скважины. В образованиях насоновской свиты (конъяк–сантон) определены глейхениеевые папоротники (*Gleicheniidites laetus* (Bolch.) Bolch, для которых MAT составляет 8–22 °C по [Cantrill, 1998]. Из турон–сантонских пород разреза скважины Свердруп–1 отмечены папоротники, мхи, хвойные и покрытосеменные, а также находки глауконита, пирита и фосфатов [Геологическая..., 2004].

**Кайнозой.** На границе раннего и среднего олигоцена происходило относительное потепление климата, на это же время приходился и максимум трангрессии в Западной Сибири, существовала связь акваторий Арктического и Тетиического бассейнов [Lavrushin, Alekseev, 2005]. Для этого интервала геологической истории построена [Волкова, 2011] компилятивная кривая MAT для Западно–Сибирской плиты (55° с. ш. и севернее), которая была взята нами за основу палеотемпературной кривой. В палеоцене значения MAT составляли 16–18 °C с амплитудой вариаций 8–10 °C, а в эоцене — 12–14 °C с амплитудой флюктуаций 10–12 °C [Гольберт и др., 1977].

В палеоцене значения МАТ составляли около 15–16 °C с потеплением на палеоцен–эоценовом рубеже до 17–18 °C. С середины лютета палеотемпература снижалась до границы эоцена и олигоцена до значений МАТ около 12 °C. С середины рюпеля началась фаза потепления (с значениями МАТ около 17 °C), продолжавшаяся до конца бурдигала. Затем наступило время относительного похолодания (с 17 до 5 °C) с кратковременным пиком потепления в середине тортона, когда значения МАТ достигали 7–8 °C.

**Заключение.** Определены палеогеографические условия формирования разреза Лескинской скважины в мезозое–кайнозое. Предлагаемые палеогеографическая и палеоклиматическая модели формирования разреза скважины в целом коррелируют с условиями седиментации разреза южной части Карского моря по опубликованным данным. Вариации климата цикличны; как правило, их длительность составляет несколько миллионов лет (рис. 3, 4), что соответствует циклам эксцентриситета орбиты Земли (Миланковича) 3-го и более высоких порядков ( $E_{3-5}$ ). В Енисей–Хатангском осадочном бассейне Северной Евразии в мезозойско–кайнозойском интервале геологической истории выделено не менее 19 климатических циклов, установленных по геохимическим и палеонтологическим данным и информационному анализу стратонов.

**Финансирование.** Участие Р.Р. Габдуллина осуществлялось при финансовой поддержке Междисциплинарной научно–образовательной школы Московского университета «Математи-

ческие 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 № 0137-2019-0007, участие С.И. Бордунова — при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00361), участие М.А. Устиновой — при поддержке темы госзадания Геологического института 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 № AAAA-A16-116042010089-2 «Биосферные функции экосистем, их компонентов и рациональное природопользование» (научный руководитель проф. А.В. Смурнов) и № AAAA-A16-116042710030-7 «Музееведение и образование музеиними средствами в области наук о Земле и жизни» (научный руководитель проф. В.В. Снакин), в рамках темы государственного задания Института географии РАН № AAAA-A19-119021990093-8 (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

Волкова В.С. Стратиграфия и тренд палеотемператур в палеогене и неогене Западной Сибири (по данным палинологии) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 7. С. 906–915.

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.

Гольберт А.В., Григорьева К.Н., Ильинок Л.Л. и др. Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах. М.: Недра, 1977. 107 с.

Горячева А.А. Палинофлоры и климаты Западной Сибири в ранне–среднеюрское время // Палеоботанический временник. Приложение к журналу «*Lethaea rossica*». 2018. Вып. 3. С. 62–65.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб: 1:1 000 000. Лист S-41-43 (о. Белый), лист 2 (Карта доплиоценовых образований). СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. (МПР России, ВНИИГиМРМО, ВНИИОкеанология, ПМГРЭ).

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб: 1:1 000 000. Лист R-43-45 (Гыдан–Дудинка) (Карта доплиоценовых образований). СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. (МПР России, ВНИИГиМРМО, ВНИИОкеанология, ПМГРЭ).

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб: 1:1 000 000. Лист S-44-46 (Усть–Тарея). Карта дочетвертичных образований. Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. (МПР России, ВНИИОкеанология).

Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В и др. Палеогеография Западно–Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 972–1012.

Лебедева Н.К., Кузьмина О.Б., Хазина И.В. и др. Палиностратиграфия и генезис верхнемерзлых и кайнозойских отложений южной части Кулундинской впадины (Алтайский край) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27, № 6. С. 100–126.

Маринов В.А., Злобина О.Н., Игольников А.Е. и др. Биостратиграфия и условия формирования нижнего мела Малохетского структурно–фацального района (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 10. С. 1842–1853.

Могучева Н.К. Триасовая флора опорного разреза мыса Цветкова на Восточном Таймыре // Палеоботанический временник. Приложение к журналу «*Lethaea rossica*». 2015. Вып. 2. С. 247–255.

Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах. М.: Недра, 1977. 107 с.

Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 248 с.

Тектонический кодекс России / Г.С. Гусев, Н.В. Межевовский, А.В. Гущин и др. / Мин-во природных ресурсов и экологии РФ: Роснедра: Межрегион. центр по геол. Картографии (ГЕОКАРТ). М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2016. 240 с.

Cantrill D.J. Early Cretaceous fern foliage from President Head, Snow Island, Antarctica, Alcheringa // Australasian J. Palaeontology. 1998. Vol. 22, N 3. P. 241–258.

- Guo Y., Wang M., Gao C. et al.* Spatial prediction and delineation of *Ginkgo biloba* production areas under current and future climatic conditions // *Industrial Crops and Products*. 2021. Vol. 166. P. e113444.
- Lavrushin Ya.A., Alekseev M.N.* The Arctic regions // *Cenozoic and environmental changes in Russia*. Spe. pap. 382. Geol. Soc. America. 2005. P. 13–31.
- 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.
- Yamada T., Legrand J., Nishida H.* Late Early Cretaceous (Albian) Sasayama Flora from the Sasayama Group in Hyogo Prefecture, Japan // *Paleontol. Res.* 2018. Vol. 22. P. 112–128.
- Shemin G., Deev E., Vernikovsky V. et al.* Jurassic paleogeography and sedimentation in the northern West Siberia and South Kara Sea, Russian Arctic and Subarctic // *Marine and Petrol. Geol.* 2019. Vol. 104. P. 286–312.
- Zakharov Y.D., Shigeta Y., Popov A.M. et al.* Cretaceous climatic oscillations in the Bering area (Alaska and Koryak Upland): isotopic and paleontological evidence // *Sedimentary Geology*. 2011. Vol. 235. P. 122–131. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2010.03.012.
- Zhang J., Lenz O.K., Wang P., Hornung J.* The Eco-Plant model and its implication on Mesozoic dispersed sporomorphs for Bryophytes, Pteridophytes, and Gymnosperms // *Rev. of Palaeobotany and Palynology*. 2021. Vol. 293. P. e104503.

Статья поступила в редакцию 14.10.2022,  
одобрена после рецензирования 02.11.2022,  
принята к публикации 26.01.2023

УДК 550.4.02

## ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОДОСОДЕРЖАНИЯ НИЗКОПРОНИЦАЕМЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

**Екатерина Сергеевна Казак<sup>1✉</sup>, Ирина Алексеевна Родькина<sup>2</sup>,  
Яна Владиславовна Сорокоумова<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Kanigu@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Irina-Rodkina2007@yandex.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Yana1992@gmail.com

**Аннотация.** Количественное содержание пластовой воды при разведке и разработке низкопроницаемых сланцевых коллекторов с трудноизвлекаемыми запасами углеводородов входит в число ключевых параметров в этом процессе, его достоверное определение обеспечивает надежную оценку запасов углеводородов. Представлен обширный литературный обзор прямых и косвенных лабораторных методов для определения водонасыщенности нетрадиционных сланцевых коллекторов. Подробно описаны их суть, преимущества, недостатки и ограничения. Показано, что прямые лабораторные методы (методы реторты, Закса, Дина–Старка), разработанные изначально для традиционных пород-коллекторов, в случае использования для образцов нетрадиционных пород с трудноизвлекаемыми запасами дают результат с ошибкой до 50%. Альтернативой может служить метод испарения, разработанный специально для слабопроницаемых пород. Метод испарения позволяет быстрее, точнее (ошибка до 6,8%) и эффективнее альтернативных методов количественно оценить содержание свободной и связанной воды, более того, требует в 5 раз меньше кернового материала на определение.

**Ключевые слова:** водонасыщенность, водосодержание, метод испарения, метод Закса, метод Дина–Старка, метод реторты, сланцы, трудноизвлекаемые запасы (ТрИЗ), слабопроницаемые отложения

**Для цитирования:** Казак Е.С., Родькина И.А., Сорокоумова Я.В. Лабораторные методы определения водосодержания низкопроницаемых пород-коллекторов // Вестн. Москв. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 56–70.

## LABORATORY EVALUATION METHODS OF WATER SATURATION IN SHALES

**Ekaterina S. Kazak<sup>1✉</sup>, Irina A. Rodkina<sup>1</sup>, Yana V. Sorokoumova<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Moscow State University, Moscow, Russia; Kanigu@mail.ru

<sup>2</sup> Moscow State University, Moscow, Russia; Irina-Rodkina2007@yandex.ru

<sup>3</sup> Moscow State University, Moscow, Russia; Yana1992@gmail.com

**Abstract.** The reservoir water content is one of the key parameters to following reliable hydrocarbon reserves estimation of low-permeable shale reservoirs with unconventional hydrocarbon reserves. The extensive review of applied direct and indirect laboratory methods for determining the water saturation in unconventional shale reservoirs is presented in this article. The essence, advantages, disadvantages and limitations of methods are described in detail. It was demonstrated that direct laboratory methods (retort method, Zaks, Dean–Stark) which were originally developed for traditional reservoir rocks, give results with an error of up to 50% for rocks samples of unconventional reservoirs. On the other hand the Evaporation Method specifically developed for low-permeable rocks takes less time and provides more accurate (error up to 6.8%) gravitational and bonded water determination moreover, it requires up to 5 times less rock material for analysis.

**Key words:** water saturation, initial water content, Evaporation method, Zaks method, Dean-Stark method, Retort method, shales, unconventional reservoir, low permeability rocks

**For citation:** Kazak E.S., Rodkina I.A., Sorokoumova Y.V. Laboratory evaluation methods of water saturation in shales. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 56–70. (In Russ.).

**Введение.** В ходе образования залежи углеводородов поровая (пластовая) вода полностью не может быть вытеснена из горной породы, часть воды все равно останется в порах вследствие действия поверхностно-молекулярных и капиллярных сил в виде пленок на стенках поровых каналов, каверн и трещин. Воду, оставшуюся в углеводородной залежи после ее формирования, принято называть *остаточной водой* [Зубков, 2015]. Содержание остаточной воды характеризуют величиной *остаточной водонасыщенности* (об.%) или *остаточного водосодержания* (масс.%). Остаточная вода определяется

в любых породах с различными фильтрационными свойствами, даже в пластах, в которых никогда не происходил процесс поровой фильтрации в собственном смысле этого слова.

Впервые работы, отмечающие существование остаточной воды в коллекторах нефти и газа, появились в начале XIX в. Первое упоминание о сосуществовании воды с нефтью отмечено для нефтяных песков в Баку в 1909 г., но результаты этих работ не были опубликованы [Закс, 1947]. В 1927 г. геолог К. Феттке [1927] установил наличие остаточной воды в образцах нефтяного песка в районе Ойл-Сити,

Пенсильвания (водонасыщенность от 35 до 69%) и объяснил ее наличие существованием мелких субкапиллярных пор. В Советском Союзе присутствие оставшейся («первоначальной») воды наряду с нефтью впервые было подтверждено экспериментально в 1929 г. грозденскими геологами Н.Т. Линдропом и В.М. Николаевым на образцах нефтяного песка из Шуббинской шельхи в Бакинском районе (содержание воды 10,6–13,8 об.% или 5–7% от объема пласта), тогда же был поставлен вопрос о необходимости учитывать количество погребенной воды при оценке запасов углеводородов.

Разработкой же методов определения содержания остаточной воды на образцах керна нефтегазовых месторождений начали заниматься с 1930 г. американские ученые О. Торnton и Д. Макшелл [1947]. Практически одновременно эти задачи стали решать советские геологи [Закс, 1947; Котяков, 1976; Рубинштейн, 1950; Ханин, Корчагин, 1962] и др. В настоящее время исследование количества и состава остаточных поровых вод не потеряло актуальность.

Содержание остаточной воды и ее распределение в пустотном пространстве пласта-коллектора зависит от многих факторов: состава, гидрофильтности и геометрической формы минерального скелета, состава обменных катионов и емкости катионного обмена, структуры пустотного пространства породы, состава и свойств флюидов, заполняющих поры, и др.

Формы нахождения, виды и проблемы поведения поровых вод в осадочной оболочке Земли изучали многие отечественные и зарубежные ученые (работы Э. Зюсса, А.Ф. Лебедева, А.В. Думанского, С. Маттсона, В.И. Вернадского, Ф.П. Саваренского, Г.Н. Каменского, О.К. Ланге, Н.Ф. Погребнова, А.А. Роде, Р. Мартина, А.Н. Семихатова, Н.Н. Славянова, Н.И. Толстыхина, А.М. Овчинникова, В.А. Сулина, Р.И. Злочевской, А.Д. Воронина, А.В. Щербакова, А.А. Карцева, Е.А. Баскова, П.А. Крюкова, С.Л. Шварцева и многих других). Несмотря на то что существуют различные мнения о видах воды в горных породах [Гудок и др., 2007; Злочевская, Королев, 1988; Зубков, 2015; Котяков, 1976; Лебедев, 1936; Сергеев, 1959; Ханин, 1969], все они сводятся к тому, что по природе и условиям образования выделяются три вида воды: свободная, физически связанная и химически связанная. Учитывая, что сланцевые породы характеризуются низким водосодержанием (<5 масс.%) [Handwerger et al., 2011], природа сохранения остаточной воды в нетрадиционных пластах указывает на то, что это часть воды, которая не могла быть вытеснена в процессе фильтрации вновь пришедшими флюидами, поскольку находилась в иммобилизационном или связанном состоянии. Поэтому мы считаем, что в сланцевых отложениях с трудноизвлекаемыми запасами (ТРИЗ) углеводородов можно выделить свободную (иммобилизационную, капиллярную), физически связанную и химически связанную воду (рис. 1).

Лабораторные методы определения остаточного водосодержания слабопроницаемых сланцевых пород должны обеспечить получение исходных данных для дальнейшего подсчета запасов и проектирования разработки месторождений углеводородов.

Большинство методов определения содержания остаточной поровой воды было разработано для традиционных пород коллекторов, однако благодаря модификации эти методы могут быть использованы и для нетрадиционных (сланцевых) отложений. В целом выделяются прямые и косвенные методы оценки остаточного водосодержания.

**Прямые методы определения водосодержания.** Среди прямых методов определения содержания остаточной поровой воды в лабораториях на сегодняшний день активно используются три метода: метод Дина–Старка (ДС, метод Закса), метод реторты [API, 1998; Handwerger et al., 2011; Handwerger et al., 2012; Закс, 1947] и метод испарения [Kazak, Kazak, 2019; Казак и др., 2019]. В целом все прямые методы основаны на непосредственном измерении количества извлеченной поровой воды из образцов керна путем только теплового воздействия (метод реторты, метод испарения), а также путем теплового воздействия, выщелачивания органическим растворителем, например, толуолом, метанолом, тетрагидрофураном и др. (метод Дина–Старка (Закса)).

Отметим, что определение остаточного водосодержания прямыми методами необходимо проводить на своевременно и хорошо герметизированном керне, оптимально на керне, отобранным из необводненного продуктивного интервала с использованием в качестве промывочных жидкостей растворов на нефтяной основе (РНО) или нефильтрующихся в пористую среду систем.

**Метод реторты.** Определение водонасыщенности образца керна с использованием классического метода реторты основано на нагреве образца породы при атмосферном давлении без растворителя и измерении объемов извлеченной воды и нефти [API, 1998]. Метод реторты после небольшой модификации (дробление и взвешивание образцов перед загрузкой в ретортную печь) широко используется для образцов сланцевых пород [Handwerger et al., 2012]. Процедура определения состоит из подготовки образца (дробления и взвешивания), загрузки его в реторту и нагревания (ступенчато или сразу до 700 °C). Во время нагрева испарившиеся жидкости поступают в приемную пробирку, где конденсируются, разделяются по плотности (рис. 2). Затем измеряется объем выделившихся жидкостей и интерпретируются результаты в зависимости от температуры. Общая продолжительность определения водосодержания не превышает 10 ч. В табл. 1 отражены основные достоинства и недостатки метода.

В методе реторты применяются разные температурные ступени и диапазоны нагрева. В некоторых работах считается [API, 1998; Hensel, 1982], что достаточно нагреть образец до температуры

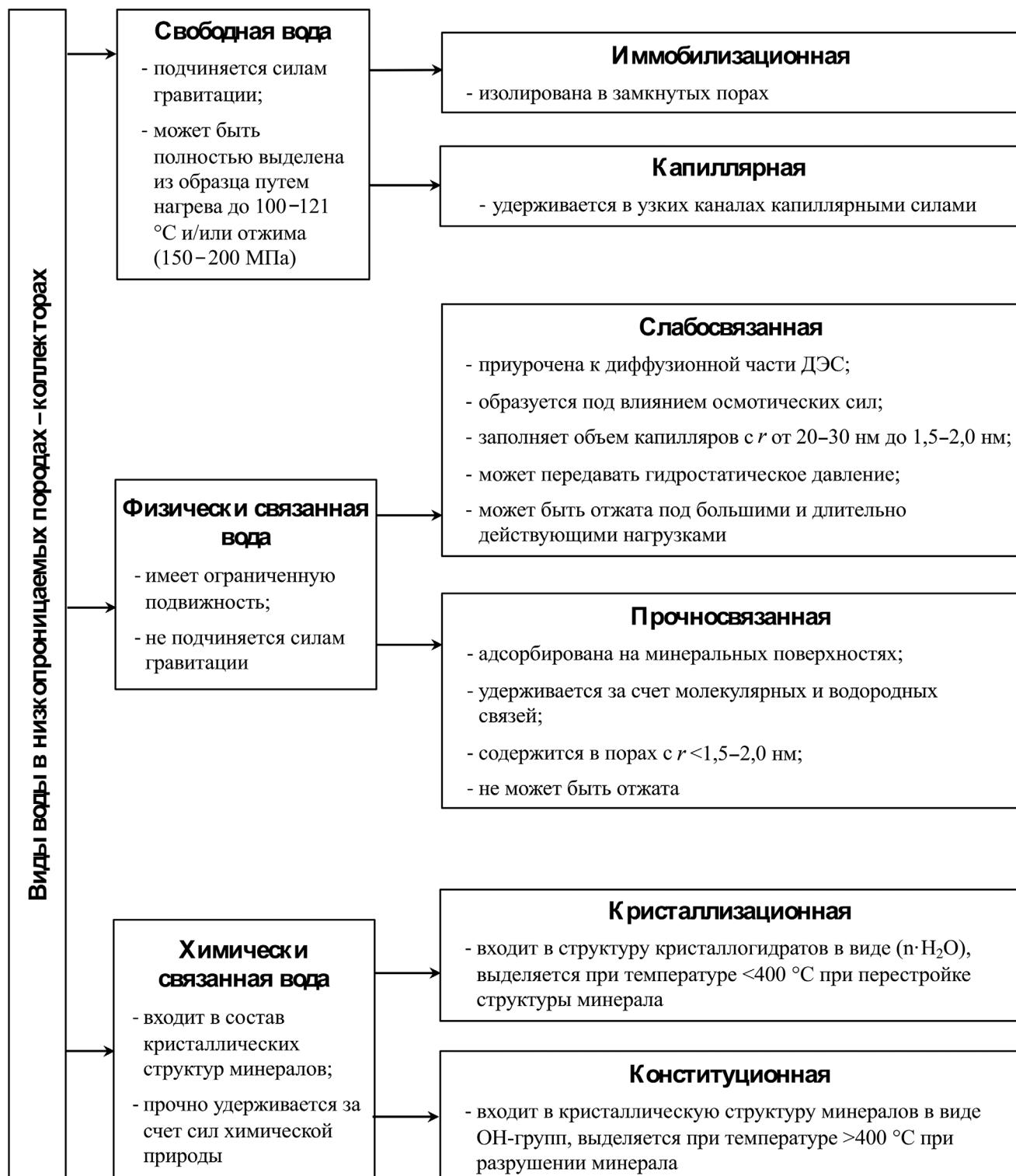


Рис. 1. Виды воды в слабопроницаемых сланцевых породах с трудноизвлекаемыми запасами углеводородов

177 °С, чтобы удалить свободную поровую воду, слабосвязанную воду глин (например, из смектита) и воду кристаллогидратов (например, из гипса), но при этом остается прочно связанная вода глин. Другие рекомендуют нагревать образцы породы в три этапа (рис. 3) [Dandekar, 2013; Handwerger et al., 2011; Handwerger, Willberg et al., 2012; Mavor, 2009]:

- до 110–121 °С для извлечения свободной воды;

- до 315–350 °С для извлечения физически связанный воды глин и кристаллогидратов;
- до 700 °С для извлечения прочно связанной физической и химически связанный воды.

На практике для оценки остаточного водосодержания не требуется нагреть образец до температуры  $> 350$  °С, поскольку содержание прочно связанной воды не используется при оцен-

Таблица 1

## Преимущества, ограничения, недостатки и точность прямых методов определения водосодержания сланцевых пород

	Модифицированный метод дистилляционной экстракции (метод Дина–Старка, Закса)	Модифицированный метод реторты	Метод испарения
Преимущества	Применим для образцов пород с высоким содержанием керогена	Напрямую измеряется объем выделившейся жидкости (воды, нефти и пр.) с учетом объема воды и общей потери веса образца	
	После определения водосодержания образец породы можно использовать в дальнейших лабораторных испытаниях	Напрямую можно получить содержание различных типов воды (свободной, физически и химически связанный)	
	Образцы горных пород подвергаются воздействию относительно низкой температуры (100–111 °C); выделяется незначительное количество физически связанной воды глин	Аналитический процесс относительно прост, среднее время анализа 5–10 ч	Аналитический процесс относительно прост, среднее время анализа 3–5 ч
	Относительно простая лабораторная процедура, требующая незначительных усилий и минимальной занятости лаборанта		Высокая точность (0,2–6,8 отн.%) и небольшая масса образца породы (20–60 г) для анализа
Ограничения и недостатки	Величина общего водосодержание будет завышена, если образцы породы содержат минералы группы смектита или гипса (более 5–10 масс.%)		
	Осторожное обращения с образцом породы при пробоподготовке для минимизации потерь воды (особенно в лабораториях с низкой влажностью)		
	Низкие точность и воспроизводимость результатов измерений при использовании образцов породы небольшой массы (<50 г) и/или с изначально низким нефте- и водосодержанием (менее 1 масс.%), и/или относительно высокой газонасыщенностью	Возможно образование водонефтяной эмульсии при нагревании выше 350 °C, что отражается на точности измерения связанный воды	
	Длительность определения (до 2–6 недель, но не менее 15 ч)	Низкие точность и воспроизводимость результатов измерений при использовании образцов породы небольшой массы (<50 г) и/или с изначально низким водосодержанием (<1 масс.%)	
Точность	Сложность прибора — наличие большого количества соединений и комплектующих, для обеспечения заявленной точности необходимо соблюдать чистоту стекла, герметичность соединений и пр.	Громоздкость (более 10 кг) и низкая мобильность оборудования с загрузкой большого количества образца породы (100–175 г)	
	Метод позволяет получить валовое содержание остаточной воды без разделения на свободную и физически связанную воду	После полного цикла реторты образец породы нельзя использовать в дальнейших лабораторных испытаниях	
	Использование растворителей (толуол, метанол, тетрагидрофуранол и др.)		
	Необходимо учитывать минерализацию поровой воды. В ходе определения водосодержания соли остаются в пустотном пространстве образца, что приводит к недооценке общего содержания воды, пористости и плотности		
Точность	±50% в случае образца небольшой массой (<50 г), и/или с изначально низким нефте- и водосодержанием (<1 масс.%), и/или относительно высокой газонасыщенностью	±33 отн.% в случае небольшой массы образца (<50 г) и/или низкого водосодержания (<1 масс.%)	±0,2–6,8 отн.%
		±2,5–5% в других случаях	

Примечания. По данным [(MPMS), 2010; 1998; Dandekar, 2013; Emdahl, 1952; Konoshonkin и Parnachev, 2014; Гудок, Богданович, Мартынов, 2007; Закс, 1947; Котяков, 1976].

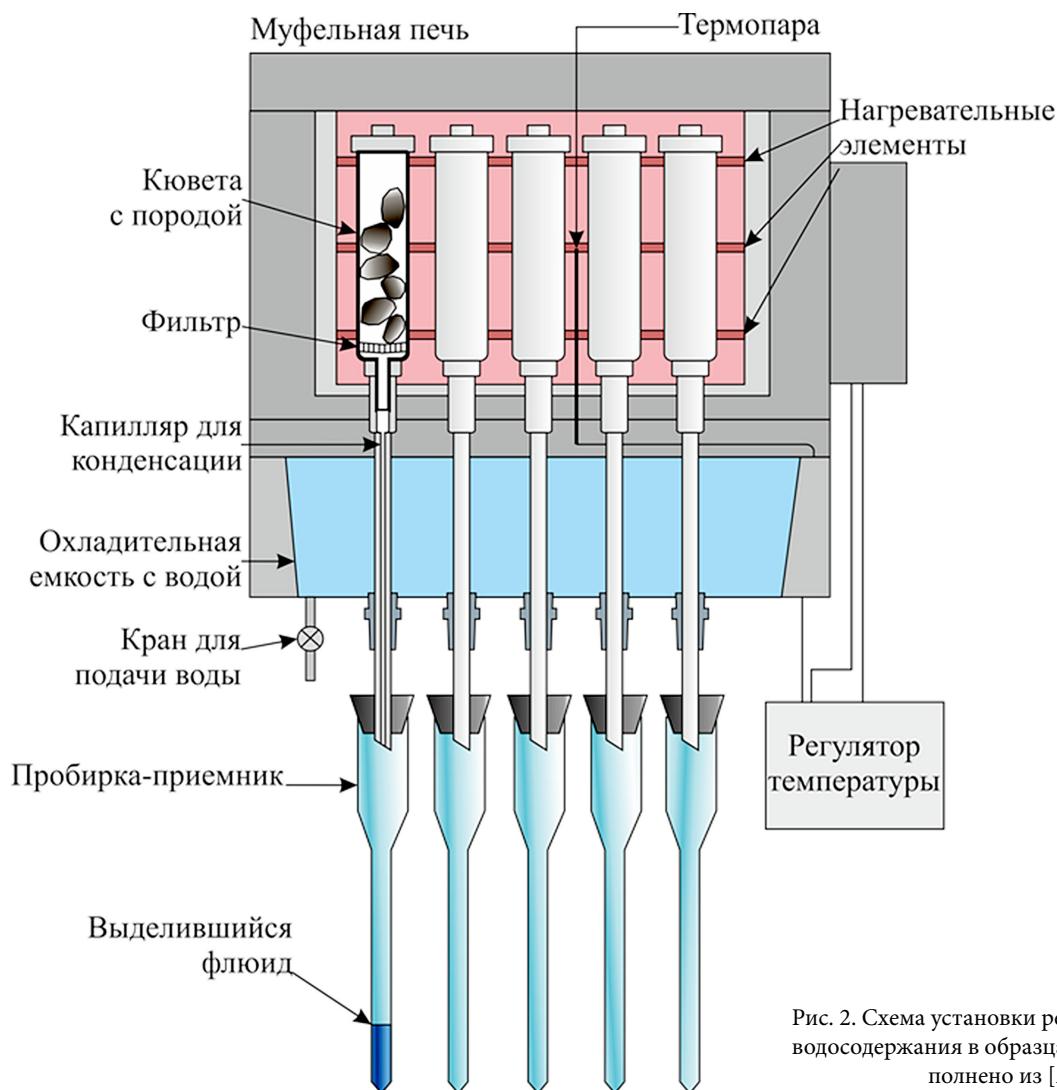


Рис. 2. Схема установки реторты для определения водосодержания в образцах сланцевых пород (до-  
полнено из [API, 1998])

ке запасов углеводородов. Более того, нагревание образца до температуры  $>350^{\circ}\text{C}$  может привести к образованию водонефтяной эмульсии, которая не позволяет точно измерить количество связанной воды [Dandekar, 2013]. Обычно коммерческие лаборатории, специализирующиеся на анализе сланцевого керна, используют свои запатентованные температурные ступени для метода реторты и, как правило, не передают их конкретные значения в общее пользование, хотя предоставляют информацию об экспериментальных параметрах своим клиентам по запросу.

Правильное применение метода реторты требует точного знания общего минерального состава образца, особенно сведений о содержании глинистых минералов и гипса. Причина этого требования заключается в том, что на стадии нагревания некоторые минералы, такие как гипс, смектит и монтмориллонит, активно дегидратируют уже при температуре  $>80^{\circ}\text{C}$ . Согласно экспериментальным данным [Handwerger et al., 2011], при температуре  $121^{\circ}\text{C}$  выделяется незначительное количество воды из иллита, хлорита, каолинита и монтмориллонита и значительное — из смектита. По данным [Che et

al., 2011; Hensel, 1982], доля воды, которую теряет монтмориллонит в ходе нагрева до  $121^{\circ}\text{C}$ , ничтожно мала по сравнению с потерей при  $200^{\circ}\text{C}$ . Получается, что в сланцевых породах, содержащих гипс и/или смектит, метод реторты будет показывать завышенное содержание свободной воды.

Типичная лабораторная установка реторты стационарная и громоздкая (рис. 4), она рассчитана в основном на загрузку образца массой 100–175 г [API, 1998; Labus et al., 2015; McPhee et al., 2015], так как установлено, что в случае сланцевых пород больший образец обеспечивает более высокую точность. К сожалению, после ретортного испытания образцы породы не пригодны для дальнейших экспериментов. В то же время ретортная дистилляция позволяет обеспечить последовательное разделение всех фаз флюидов в породе с контролируемым повышением температуры [Labus et al., 2015].

Ошибка метода реторты для образцов традиционных пород-коллекторов с водонасыщенностью 10–40% составляет всего  $\pm 5\%$  [API, 1998]. Для сланцевых пород с изначально низким водосодержанием ( $<1-1,5 \text{ см}^3$  на 50 г образца породы) ошибка возрастает до 33 отн.% [Dandekar, 2013; Emdahl, 1952].

Рис. 3. Температурные диапазоны, которые используют для определения различных видов воды в компании Weatherford Laboratories, по [Mavor, 2009]

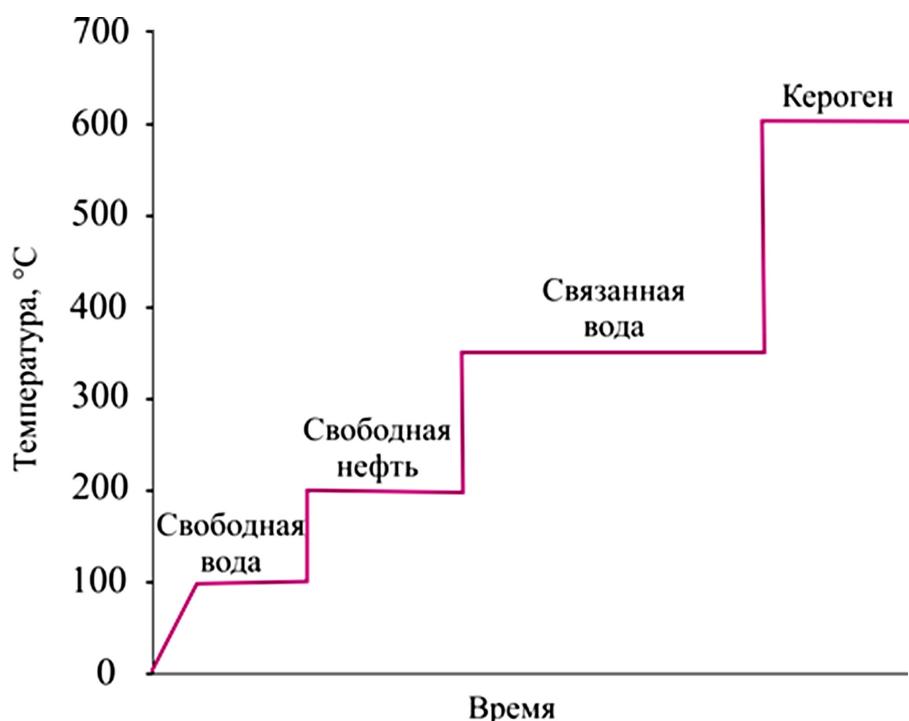


Рис. 4. Фото некоторых промышленных установок реторты: а — ретортная печь VICI Technologies масса 50 кг, размер 104×88×32 см, нагрев до 650 °C (фото из <https://www.vinci-technologies.com/products-explo.aspx?IDR=82292&idr2=82545&IDM=601152>); б — ретортная установка Seba HOCS1, размер 142×71×33 см (фото из <https://www.seba.co.uk/products/retort-ovens/>); в — ретортная установка по [McPhee, Reed, Zubizarreta, 2015]

Метод реторты широко используется в зарубежных петрофизических лабораториях для оценки водосодержания как традиционных, так и сланцевых пород, хотя некоторые исследователи [Handwerger et al., 2011; Handwerger et al., 2012; Sondergeld et al., 2010] экспериментально подтверждают его низкую эффективность по сравнению с методом Дина–Старка. Возможно поэтому в отечественных лабораториях метод реторты применяется редко для характеристики остаточного водосодержания сланцевых пород.

**Метод дистилляционной экстракции (метод Дина–Старка (Закса)).** Метод был предложен в 1920 г. американскими химиками Е. Дином и Д. Старком для определения содержания воды в нефти [Dean, Stark, 1920]. В отечественную практику рассматриваемый метод введен С.Л. Заксом [Закс, 1947] и впоследствии получил его имя. В последующем этот метод был немного модифицирован М.А. Гейманом, А.Д. Столяровым и Н.И. Васильевым. Метод Дина–Старка (Закса) заключается в следующем [API, 1998; Закс, 1947; ОСТ, 1986]: образец взвешивают и помещают в специальный стеклянный прибор, состоящий из колбы, ловушки-приемника, холодильника и стеклянного цилиндра (рис. 5). Затем происходит испарение водной фракции кипящим растворителем (часто толуолом или метанолом, тетрагидрофураном и др.), залитым в колбу примерно на 2/3, в ходе нагревания до 111 °C (точка кипения толуола, по [Sondergeld et al., 2010]). Вода конденсируется и собирается в откалиброванной ловушке-приемнике. Конденсированный растворитель рециркулирует в нагревательную колбу до тех пор, пока вся вода не будет извлечена. После прекращения прибавления воды в ловушке образец высушивают и взвешивают или помещают в аппарат Сокслета и экстрагируют от тяжелых углеводородов и органических остатков более сильными экстрагентами (спирто-бензольная смесь, четыреххлористый углерод и др.).

В так называемом модифицированном методе Дина–Старка используется не цилиндрический образец породы, а дробленый, при этом содержание нефтяной фракции измеряется, а не вычисляется, как в первоначальном методе [Handwerger et al., 2012].

Метод Дина–Старка обладает некоторыми преимуществами по сравнению с другими прямыми методами анализа водосодержания в сланцевых породах, например, его можно применять для образцов с высоким содержанием дебитуминизированного ОВ, минимальная занятость человеческих ресурсов при дистилляции и др. (табл. 1). Однако основное преимущество заключается в возможности использовать образец после определения водосодержания в последующих лабораторных испытаниях, таких как полная экстракция углеводородов, исследование фильтрационных параметров (пористость и пр.). На практике часто кернового сланцевого материала мало для проведения комплексных исследований,

поэтому оптимизация его использования для дальнейших измерений важна и актуальна.

Так как этот метод имеет ряд существенных недостатков, необходимо рассмотреть корректность применения метода Дина–Старка для определения содержания остаточной воды в слабопроницаемых сланцевых породах (табл. 1). В частности, метод имеет большую относительную погрешность при определении водосодержания в образцах пород из нетрадиционных коллекторов — ±50 отн.%. Повторяемость метода Дина–Старка составляет 0,1 мл воды или 2% от среднего содержания воды при общем содержании воды 0–25 мл [MPMS, 2010]. Это относится к испытаниям, выполняемым одним и тем же лаборантом с использованием одного и того же оборудования. При этом ошибка измерения может составлять от 0,1 до 0,3 мл воды, что критично при низком содержании остаточной влаги (<1 мл) в образце сланцевой породы, в том числе в породах БС.

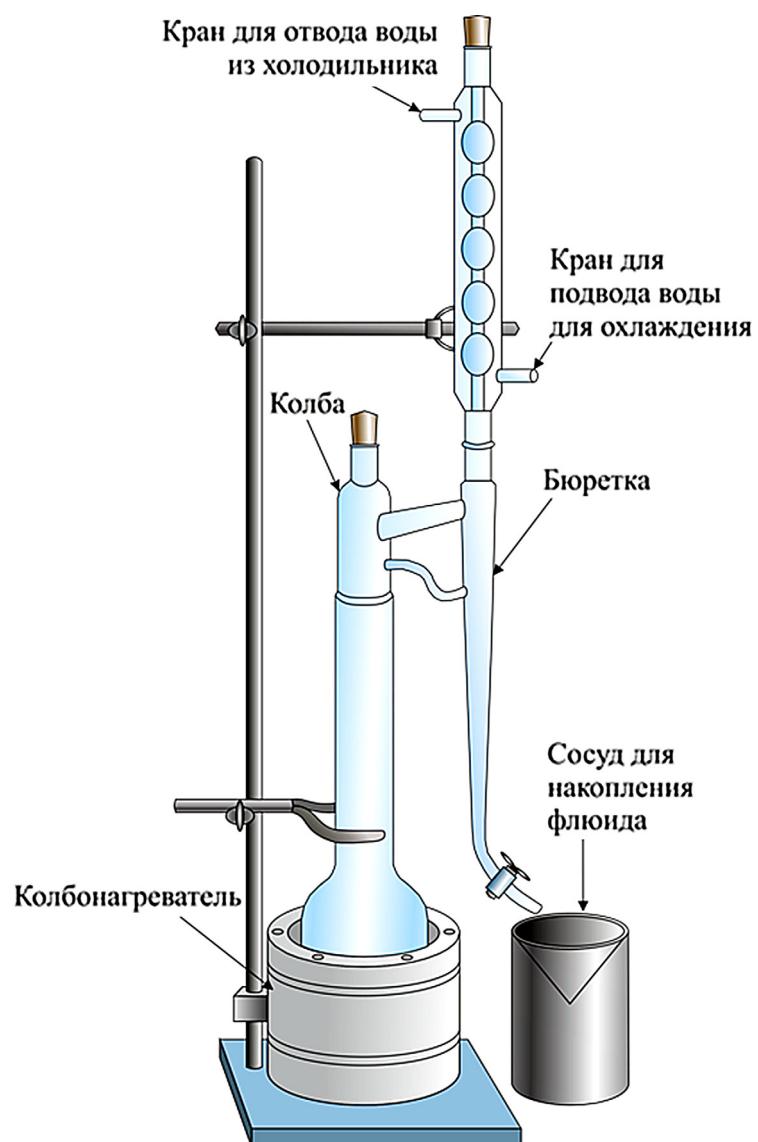
Другой слабый момент метода Дина–Старка — сложность прибора, а вернее, наличие большого количества соединений и комплектующих. В результате эксперимента возможна конденсация атмосферной воды в конденсаторе при высокой влажности воздуха или капли могут собираться (прилипать) к недостаточно чистому стеклу конденсатора; более того, может быть потеря воды в местах соединения экстракционной колбы и пр., что отражается на точности измерения.

Помимо проблем с точностью результатов измерения к существенным недостаткам или ограничениям метода также относится невозможность разделить содержание свободной и физически связанный воды в образце, тогда как метод реторты позволяет это. Длительное время эксперимента, в некоторых случаях доходящее до 2-х недель, даже при минимальных затратах времени лаборантами во время опыта — еще один недостаток метода. Часто на практике применяется экспресс-метод Дина–Старка длительностью около суток, однако такое время эксперимента для получения достоверных результатов для слабопроницаемых сланцевых отложений углеводородов сомнительно.

Несмотря на недостатки и ограничения, в настоящее время метод Дина–Старка является промышленным стандартом для определения флюидонасыщенности согласно рекомендациям Gas Research Institute (GRI method) [API, 1998; Handwerger et al., 2012].

**Метод испарения.** Метод испарения (ИМ) был специально разработан для слабопроницаемых сланцевых пород с изначально низким водосодержанием (<5 масс.%), он позволяет быстро и точно определять содержание как свободной, так и физически связанный воды, а также содержание остаточной поровой воды в небольшом образце породы (25–70 г) [Kazak, Kazak, 2019; Казак и др., 2019]. ИМ предусматривает ступенчатый нагрев образца породы в закрытой кювете до высокой температуры

Рис. 5. Схема установки прибора Дина-Старка для дистилляционной экстракции воды (переработано из [API, 1998])



(350 °C), испарение из образца воды, пары которой конденсируются и собираются в мерной пробирке (рис. 6), также определяется массовое водосодержание и/или общая водонасыщенность [Kazak, Kazak, 2019; Казак и др., 2019].

Диапазон ошибок ИМ в зависимости от истинного содержания воды сильно изменяется в случае использования пустых кювет, кювет, заполненных кварцевым песком, и кювет, заполненных предварительно высушенными до постоянного веса кусочками пород БС разного размера (от 0,5 до 3 см). На рис. 7 показано, что в случае использования пустых кювет относительная ошибка определения водосодержания изменяется от 1,4 до 31,6 отн.%; при использовании кювет, заполненных кварцевым песком, — от 0,8 до 22,7 отн.%, а для кювет с образцами пород БС — от 0,2 до 6,8 отн.%. При этом во всех случаях чем ниже водосодержание, тем больше ошибка определения. Уменьшение ошибки в случае с использованием образцов пород БС может быть связано с содержанием в них органического вещества и углеводородов, которые при нагревании испаряются

и создают дополнительное давление внутри кюветы, помогая тем самым выталкивать пары воды в пробирку-приемник. При содержании остаточной воды <1,5 мл в исследуемом образце относительная ошибка определения ее количества методом испарения в худшем случае составит 6,8 отн.% [Kazak, Kazak, 2019; Казак и др., 2019].

Для точной оценки относительной ошибки определения остаточного водосодержания ( $\delta W$ ) методом испарения может быть использована следующая формула [Kazak, Kazak, 2019; 2021]:

$$\delta W = \exp(-0,22W)5,98.$$

**Косвенные методы определения водосодержания.** К косвенным методам определения водосодержания сланцевых пород относится следующий набор методов: метод капиллярного вытеснения, метод центрифугирования, метод ЯМР, термогравиметрический метод, гигрометрический метод, метод сушки с повышением температуры (метод Мессера), метод аспирационной термомассометрии, метод выпаривания, хлоридный метод, метод по данным

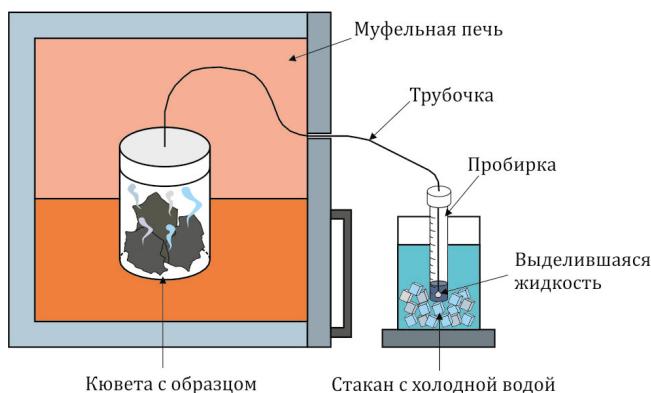


Рис. 6. Принципиальная схема метода испарения [Kazak, Kazak, 2019; Казак и др., 2019]

электропроводности, метод по количеству обменных катионов, по остаточной керосинонасыщенности и др. Их суть изложена во многих работах [Гудок и др., 2007; Закс, 1947; Котяков, 1976; Ханин, 1969], ниже кратко рассмотрим наиболее часто применяемые косвенные методы для сланцевых пород.

В табл. 2 обобщены основные достоинства и недостатки рассматриваемых косвенных методов определения водосодержания. Особенность косвенных методов заключается в связи между водосодержанием пород и их физическими свойствами. Косвенные методы требуют верификации по прямым методам и несут еще **большие** погрешности при измерении остаточной водонасыщенности.

При определении остаточного водосодержания косвенными методами можно использовать образцы

пород, отобранные на любой стадии разработки месторождения и при применении любых промывочных растворов, обеспечивающих сохранение характеристики смачиваемости породы-коллектора. Перед исследованиями большинством косвенных методов образец породы, извлеченный из скважины, подвергается экстракции в аппарате Сокслета, для чего чаще всего используют спиртобензольную смесь, а также дополнительно другие органические растворители — хлороформ, толуол. Затем экстрагированный образец высушивают при постоянной температуре (обычно 105 °C) и насыщают водой (в зависимости от варианта косвенного метода насыщают либо моделью пластовой воды, либо дистиллированной водой). Затем удаляют воду из образца, фиксируя в конце эксперимента содержание оставшейся воды в образце.

**Метод капиллярного вытеснения** (капилляриметрия) для определения содержания связанной воды керна используется с 1947 г. [Thornton, Marshall, 1947]. Сегодня это один из наиболее распространенных и широко применяемых косвенных методов определения водонасыщенности [Гудок и др., 1986]. Для определения водосодержания изучаемый образец, полностью насыщенный водой, помещают в специальную ячейку на полупроницаемую мембрану с порами определенного размера. Под действием перепада давления, не превышающего того, на который рассчитана мембрана, вытесняют воду либо воздухом, либо жидкостью. Вода, которая в итоге остается в образце, — остаточная [Михайлов,

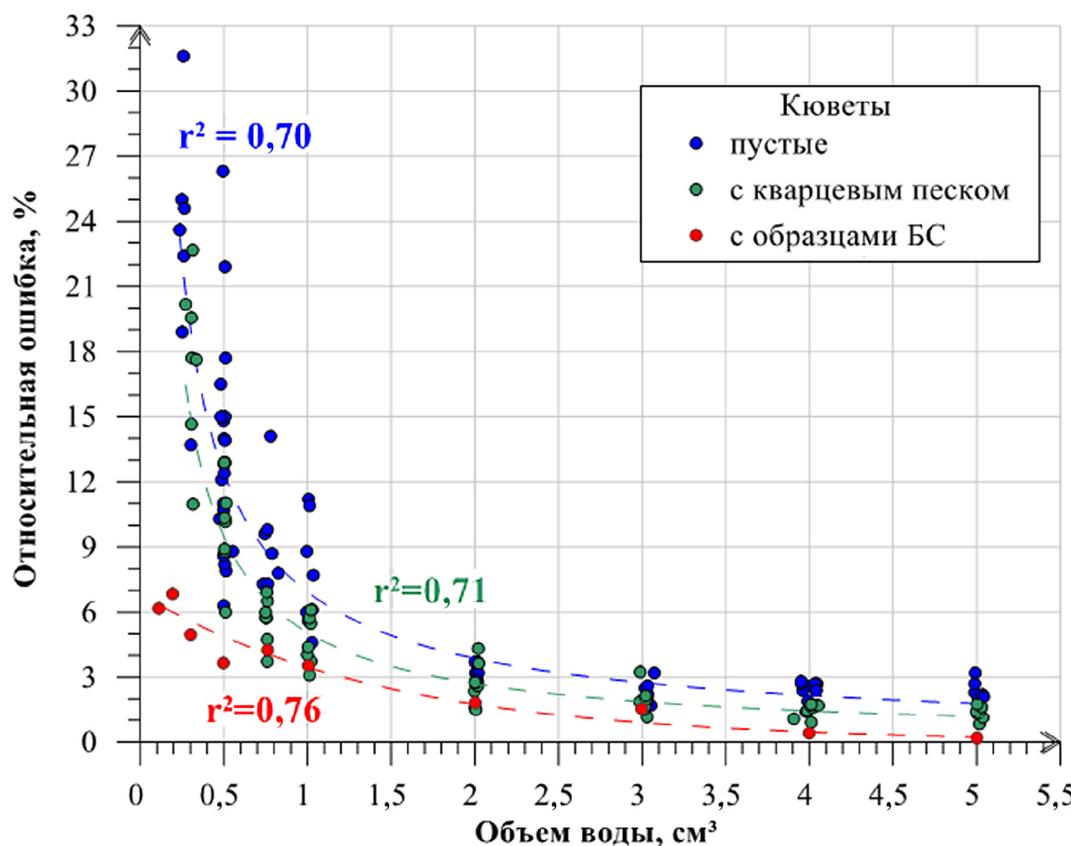


Рис. 7. Диапазон изменения погрешностей метода испарения в зависимости от водосодержания [Kazak, Kazak, 2019; Казак и др., 2019]

Таблица 2

**Основные преимущества и ограничения наиболее часто используемых косвенных методов определения водосодержания сланцевых пород**

	Капилляриметрия	Центрифугирование	ЯМР	Термогравиметрический	Гигрометрический
Преимущества	Допускается использование образцов пород, отобранных из продуктивного интервала на любой стадии разработки месторождения и при использовании любых промывочных растворов, обеспечивающих сохранение характеристики смачиваемости породы-коллектора, или после проведения щадительной их экстракции, практически не изменяющей естественную характеристику смачиваемости, которая присуща породам конкретного литологического состава		Высокая точность, возможность определения отдельно свободной и связанной воды	При исследовании методом абсорбционного инфракрасного (ИК) анализа высокое качество спектров поглощения позволяет установить содержание отдельных молекулярных групп в составе пробы по положению и интенсивности их аналитической полосы в спектре, благодаря чему можно разделить воду на физически и химически связанную	При строгом соблюдении методики очень высокая точность экспериментов; возможность получить водосодержание различных видов воды (моно-, поли- и вода капиллярной конденсации); по полученным данным можно рассчитать удельную поверхность образцов и содержание прочносвязанной нефти
	Меньшая продолжительность эксперимента по сравнению с капилляриметрическим методом				
Ограничения	Завышение значений водосодержания. Сложность определения различных видов воды		Высокая стоимость оборудования. Сложности в разделении различных типов воды. Отсутствие рабочей методики интерпретации полученных данных		Длительность экспериментов
Точность	±2,5 отн.%	±6,5 отн.%	±0,2–±7,0 отн.% (зависит от типа и марки оборудования)		±0,4 абс. %

Примечания. По данным [Adams et al., 2012; Chenevert, 1970; Hammervold, Skjæveland, 1992; Konoshonkin, Parnachev, 2014; Odusina et al., 2011; Slobod, 1951; Sulucarnain et al., 2012; Аксельрод, 2000; Андреева, 2016; Борисенко и др., 2017; Зубков, 2015; Михайлов, Мавлет, 2018].

Мавлет, 2018; Ханин, 1969]. К основным недостаткам метода капиллярных давлений относится длительность опыта, которая составляет не менее 2–3 недель и более (табл. 2).

В **методе центрифугирования** полностью водонасыщенный образец, прошедший такую же подготовку, как и перед исследованием капилляриметрическим методом, помещают в ячейку ротора центрифуги и центрифицируют в течение некоторого времени с заданной частотой вращения. Под действием центробежной силы вода вытесняется из образца. Остается только вода, объем которой и определяет остаточное водосодержание [Андреева, 2016; Adams et al., 2012; Slobod, 1951]. Для анализа нефтесодержащих пород метод используется с 1950 г.

Основное преимущество метода центрифугирования по сравнению с капилляриметрическим — значительно меньшая продолжительность эксперимента (табл. 2). Однако считается, что этот метод обладает более низкой точностью определения [Adams et al., 2012].

Капиллярный метод и метод центрифугирования характеризуют в основном предельное содержание остаточной воды в керне, в реальности остаточное водосодержание может быть больше или меньше, поэтому желательно сравнивать полученные результаты с содержанием воды по прямым методам анализа образцов хотя бы из одной контрольной скважины исследуемого продуктивного горизонта

(табл. 2). Считается, что метод центрифугирования позволяет определить предел подвижности воды.

**Метод ядерно-магнитного резонанса (ЯМР)** обладает большими возможностями для определения величины водосодержания и дифференциации его на компоненты по степени связи с поверхностью твердой фазы. Метод заключается в изучении подвижности воды в неподвижной матрице. При наличии свободной и связанной влаги получают две линии в спектре ЯМР вместо одной для объемной воды. Метод очень интересен и достаточно точен. Однако есть ряд недостатков, основные из которых — стоимость оборудования, отсутствие единой методики определения и низкая чувствительность (для усреднения шумов сигнал надо накапливать долгое время, вплоть до нескольких недель, табл. 2). Помимо этого, метод сложно применим для определения водосодержания нетрадиционных коллекторов из-за отсутствия однозначной интерпретации полученных данных [Konoshonkin, Parnachev, 2014; Odusina et al., 2011; Sulucarnain et al., 2012; Аксельрод, 2000; Борисенко и др., 2017].

**Термогравиметрический метод.** Метод основан на определении скорости высушивания. В контролируемых условиях граница между областью постоянной скорости высушивания и областью, где эта скорость снижается, характеризует связанную влагу. Однако применение термогравиметрического метода для количественной оценки связанной воды

в горных породах сложного состава ограничивается наличием термически неустойчивых компонентов (например, глинистых минералов), что затрудняет интерпретацию дериватограмм и снижает точность определения искомых характеристик (табл. 2). Этот недостаток устраняется путем применения адсорбционного инфракрасного (ИК) анализа или ИК Фурье-спектроскопии, так как высокое качество спектров поглощения позволяет установить содержание отдельных молекулярных групп в составе пробы по положению и интенсивности их аналитической полосы в спектре. Для определения физически и химически связанный воды используется область валентных колебаний гидроксильных групп в диапазоне длины волн 3000–3750 см<sup>-1</sup>. Область деформационных колебаний молекул воды с полосами поглощения 1600–1640 см<sup>-1</sup> характерна только для химически связанный воды. Использование интегральной интенсивности полос поглощения исследуемого образца в указанном диапазоне связано с тем, что вследствие различного механизма взаимодействия и величины энергии связи гидроксильных групп с кристаллической решеткой положение аналитических полос, соответствующих этим связям, смещается в ту или иную сторону по шкале частот. Это обстоятельство затрудняет проведение количественного анализа по экстремальным значениям (пикам, максимумам) исследуемых полос, а также ограничивает применение метода с аппаратурой фильтровального типа [Prado, 2011].

Этот метод достаточно часто применяется к нетрадиционным коллекторам, однако есть ряд особенностей (табл. 2). Во-первых, отсутствует общая методика определения, так, одни специалисты проводят эксперимент на кусочках породы, другие измельчают породу до пудрообразного состояния, проводят эксперименты на образцах до экстракции или после. Основание для выбора методики — задача исследования: если необходимо определить водосодержание породы, то эксперименты целесообразно проводить на кусочках породы до экстракции, если же специалистам необходимо изучить максимально возможное водосодержание породы, то эксперименты проводятся на порошке породы после экстракции. Кроме того, существуют сложности в интерпретации полученных данных, например, очень сложно обосновать выделение химически и физически связанный воды отдельно [Prado, 2011].

**Гигрометрический метод** (метод адсорбции паров воды). При адсорбции породой воды из падообразного состояния определяют зависимость содержания адсорбированной воды ( $W$ ) от равновесного давления ( $P$ ) или относительного давления пара ( $P/P_s$ ) при постоянной температуре (где  $P$  — давление паров воды, находящихся в равновесии с горной породой при данной температуре;  $P_s$  — давление насыщенных паров воды при той же температуре). Величина  $P/P_s$  меняется в пределах от 0 (для абсолютно сухого воздуха) до 1 (для

предельно водонасыщенного воздуха) [Шеин, 2005; van Genuchten et al., 1991].

Изотерму адсорбции горной породы воды обычно строят в координатах  $W=f(P/P_s)$  при  $T=\text{const}$  и имеет характерную S-образную форму. На рис. 8 представлена такая изотерма в общем виде. На кривых адсорбции исследователи выделяли различные области.

На начальном этапе роста  $P/P_s$  (приблизительно до 0,05) количество водяного пара, адсорбированного горной породой, увеличивается практически линейно. На следующем этапе линейность нарушается, и в интервале  $0,05 < P/P_s < 0,35$  кривая выпукла относительно оси  $P/P_s$ . Считается, что при достижении горизонтального участка содержание адсорбированной воды соответствует монослою ( $W_m$ ). Выделить этот участок относительно сложно, так как он не приурочен к какому-либо конкретному граничному (пороговому) значению  $P/P_s$  и определяется или по графику, если пик очевиден, или математическим расчетом (исходя из правила нахождения точек перегиба графика функции). Таким образом, диапазон значений  $P/P_s$  от 0,05 до 0,35 — область формирования мономолекулярной пленки воды по внутренней и внешней поверхностям горной породы. При дальнейшем повышении  $P/P_s$  в области давления паров воды от 0,3–0,4 до 0,6–0,9 следует второй линейный участок (иногда его называют второй областью Генри [Шеин, 2005]) соответствующей области полимолекулярной адсорбции. В этом режиме формируется полимолекулярная пленка воды ( $W_p$ ), сначала по внутренней поверхности (поры, каналы, трещины), а затем по внешней (скол породы). Когда внутреннее пространство (пор, каналов, трещин) уже заполнено, проникновение молекул воды в него весьма затруднено, и сорбирующиеся молекулы воды формируют второй и последующие слои связанный воды, окончательно закрывая поверхность твердой фазы от газовой. Водосодержание горной породы при этом соответствует содержанию адсорбированной воды.

В диапазоне значений  $P/P_s=0,6 \div 0,9$  кривая довольно резко растет (рис. 8): при небольшом увеличении относительного давления паров водосодержание горной породы начинает очень быстро увеличиваться, завершается процесс адсорбции влаги, и начинает интенсивно развиваться уже другой процесс — капиллярная конденсация. Области адсорбции и капиллярной конденсации разделяются по количеству выделенного тепла. Сначала в процессе адсорбции тепло выделяется за счет понижения энергии молекул воды при их адсорбции на поверхности [Смагин, 2006]. По мере развития процесса капиллярной конденсации заметное количество тепла уже не выделяется. Окончанию процесса адсорбции соответствует максимальная адсорбционная влагоемкость ( $W_{\text{МАВ}}$ ).

В работах Е.В. Шеина можно найти известные физические модели и уравнения адсорбции для описания

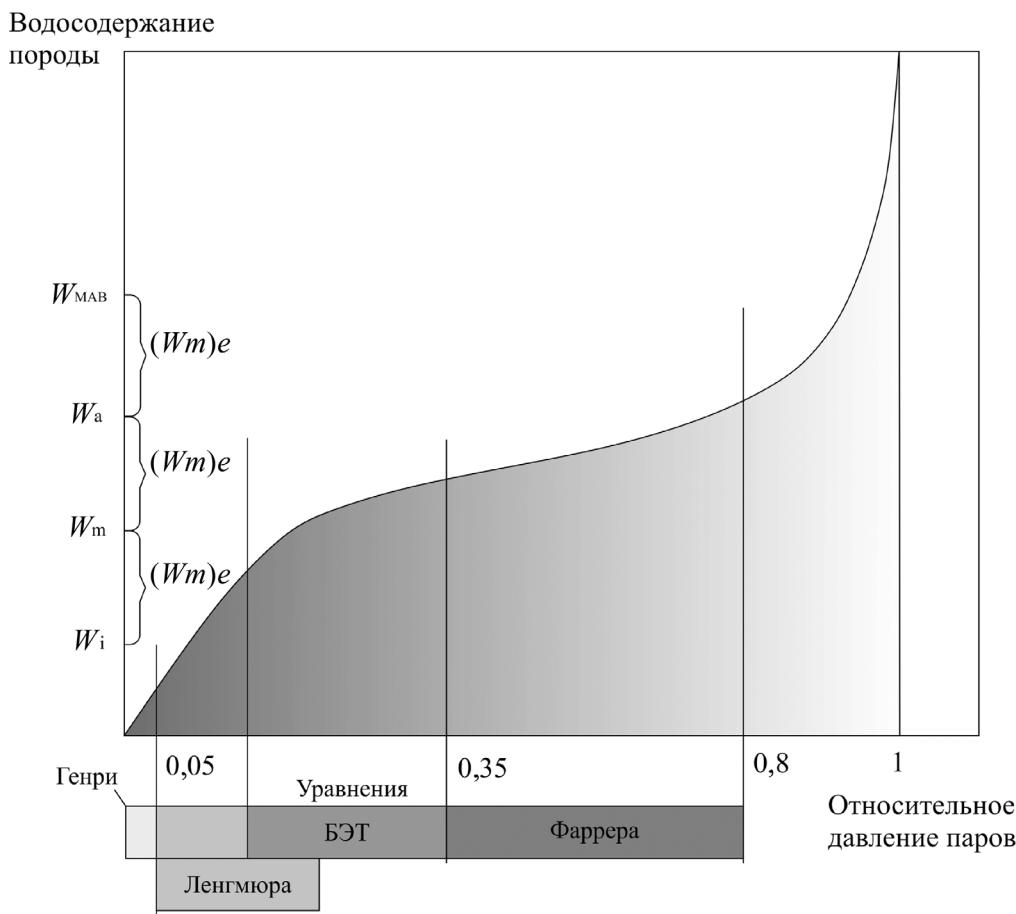


Рис. 8. Кривая адсорбции паров воды на поверхность горной породы с указанием диапазонов применения уравнений адсорбции (переработано из [Шеин, 2005])

кривой адсорбции паров воды, по которым сначала определяется водосодержание монослойной адсорбции, а затем по этой величине рассчитывается удельная поверхность образца [Смагин, 2006; Шеин, 2005].

Сами изотермы можно получить двумя способами. Первый — эксикаторный, второй — при помощи специальных приборов, принцип работы которых сходен с описанной выше методикой (например Меттлер Толедо Дайнамик Вайпор Сорпшн, США). Прибор строит изотерму сорбции (как адсорбции, так и десорбции) воды в динамических условиях (Dynamic Vapor Sorption, DVS). Внутрь DVS-прибора помещают воздушно-сухой образец, а затем последовательно изменяют концентрацию водяного пара вокруг образца; температура при этом остается постоянной; в процессе исследований изменяют массу образцов пород БС. Главное достоинство использования подобных приборов — существенное сокращение продолжительности экспериментов.

Этот метод нашел широкое применение у зарубежных специалистов по отношению к сложнопостроенным коллекторам. Адсорбция водяного пара на сланцевых породах рассматривается как критерий подбора оптимального состава бурового раствора [Chenevert, 1970].

**Расчетные методы** определения водосодержания хотя и используются, но, по нашему мнению,

дают сомнительные результаты. Расчетный метод через содержание обменных катионов позволяет оценить содержание физически связанной воды (не выделяемой при нагревании образца при 105 °C) через содержание обменных катионов при температуре 100–130 °C [Гудок и др., 2007]. При расчете используется значение числа молекул воды, связанных с тем или иным катионом обменного комплекса породы, в зависимости от влажности и температуры образцов глины. Состав обменного комплекса может быть получен, например, с помощью солевых вытяжек спиртовым раствором хлорида аммония или другим эффективным для сланцевых пород методом. Этот метод был использован для оценки водосодержания пород БС Салымского месторождения, получены близкие результаты с прямым определением водосодержания методом Закса [Силич, 1985]. В целом метод дает довольно условные результаты.

**Хлоридный метод** (или метод кулонометрического определения экстрагированной в раствор этанола поровой воды после растирания керна) основан на расчете водонасыщенности через минерализацию погребенной воды при условии, что она в данной залежи углеводородов постоянна [Котяков, 1976]. Зная содержание хлоридов в керне, можно установить его водонасыщенность. В этом методе [Li et al., 2021; 2022] небольшой взвешенный образец керна быстро

перетирают в ступке с раствором этанола отмеренного объема. После измельчения и перемешивания полученная суспензия отстаивается до осаждения твердой фазы, после чего отбирают образец раствора для определения влажности кулонометрическим титрованием (метод Фишера). Основное применение метода приходится на породы резервуаров со средней и высокой проницаемостью из-за того, что точность метода сильно зависит от длительности перетирания образца породы, которая для плотных, слабопроницаемых пород будет достаточно высокой и приведет к значительным потерям влаги при испарении. В работе [Liu et al., 2022] показано, что метод кулонометрического определения поровой воды, экстрагированной после растирания керна в растворе этанола, не рекомендуется для изучения водонасыщенности плотных песчаников из-за значительной величины относительной ошибки определения (от 35,8 до 72,3%). Кроме того, содержание хлора в поровой воде может варьировать в широком диапазоне даже в пределах одной скважины, поэтому мы считаем, что судить о водонасыщении пласта по анализу одного образца крайне недостоверно.

**Заключение.** В современной практике петрофизического лабораторного анализа керна из низкопроницаемых пород-коллекторов с ТРИЗ для определения водосодержания или водонасыщенности применяются методы, разработанные для традиционных коллекторов. Два основных традиционных метода — метод экстракции Закса (известный как метод Дина-Старка) и метод реторты. Проблема в том, что нетрадиционные породы-коллекторы выходят за рамки применимости традиционных методов. Следовательно, результаты характеризуются большой (часто неизвестной) ошибкой определения. Для достижения необходимой точности определения необходимо либо существенно дорабатывать методы, либо использовать неприемлемо большое количество кернового материала. Поэтому надежное определение водосодержания низкопроницаемых сланцевых пород-коллекторов с изначально низким содержанием воды (<5 масс.%) представляет собой отдельную проблему, едва ли решаемую традиционными петрофизическими методами.

Перспективным кажется метод испарения, разработанный специально для сланцевых пород и позволяющий довольно быстро и точно определять

содержание свободной, связанной, а также остаточной поровой воды в образце породы небольшой массы (25–70 г) с низким начальным массовым водосодержанием (<5%). Отметим, что определение остаточного водосодержания прямыми методами должно проводиться на своевременно и хорошо герметизированных образцах керна, по возможности отобранных из необводненного интервала с использованием в качестве промывочных жидкостей растворов на нефтяной основе (РНО) или нефильтрующихся в пористую среду систем.

Косвенные методы основаны на связях между водосодержанием пород и их физическими свойствами, тарируются по прямым, дают еще большие погрешности при измерении остаточной водонасыщенности и, как правило, показывают качественные результаты. Общее преимущество всех косвенных методов заключается в том, что при определении остаточного водосодержания могут быть использованы образцы пород, отобранные на любой стадии разработки месторождения и при использовании любых промывочных растворов, обеспечивающих сохранение характеристики смачиваемости породы-коллектора.

Капиллярный метод и метод центрифугирования характеризуют в основном предельное содержание остаточной воды в керне, что может существенно отличаться от реального. Для оценки содержания свободной и связанной воды в образцах сланцевых пород эффективнее применять сочетание термогравиметрического метода с ИК Фурье-спектроскопией. Однако отсутствие общей методики подготовки, определения и интерпритации данных анализа (учет минерального и геохимического состава, сложности при разделении различных типов вод на дерватограмме и пр.) может снизить точность определения.

Таким образом, при кажущемся многообразии косвенных методов для определения различных видов связанной воды в сланцевых породах лучше использовать гигрометрический метод или метод адсорбции паров воды. Полученные с их помощью данные дают возможность не только количественно оценить наличие различных типов связанной воды (моно-, полислойной адсорбции и воды капиллярной конденсации), но и рассчитать удельную поверхность исследуемых горных пород, что невозможно другими методами.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аксельрод С.М. Особенности определения ИСФ и объемного содержания связанной воды при ЯМР-исследованиях // Каротажник. 2000. № 68. С. 5–16.

Андреева Р.Ю. Сопоставление значений капиллярного давления, полученных методами центрифугирования и капиллярометрии // Геология. № 2(3). 2016. С. 10–15.

Борисенко С.А., Богданович Н.Н., Козлова Е.В. и др. Оценка лиофильности пород баженовской свиты методами адсорбции и ядерной магнитной релаксометрии // Нефтяное хозяйство. 2017. № 3. С. 12–17.

Гудок Н.С., Богданович Н.Н., Мартынов В.Г. Определение физических свойств нефтесодержащих пород. М.: Недра, 2007.

Закс С.Л. Остаточная вода нефтяных коллекторов // Изв. АН СССР. Отд. техн. наук. 1947. Т. 7. С. 787–794.

Закс С.Л. Отбор и исследование кернов на водо- и нефтенасыщенность // Нефтяное хозяйство. 1947. Т. 4. С. 24–30.

Закс С.Л. Погребенная вода и ее значение для нефтедобычи // Нефтяное хозяйство. 1947. Т. 3. С. 19–25.

- Злочевская Р.И., Королев В.А.** Электроповерхностные явления в глинистых породах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 177 с.
- Зубков М.Ю.** Понятие «остаточная водонасыщенность» и возможность ее определения в лабораторных условиях // Каротажник. 2015. Т. 7. С. 63–78.
- Казак Е.С., Казак А.В., Сорокоумова Я.В.** и др. Оptимальный метод определения водосодержания нефтегазоматеринских пород баженовской свиты Западной Сибири // Нефтяное хозяйство. 2019. № 7. С. 73–78.
- Котяхов Ф.И.** Физика нефтяных и газовых коллекторов. М.: Недра, 1976. 287 с.
- Лебедев А.Ф.** Почвенные и грунтовые воды. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936.
- Михайлов С.П., Мавлеметов М.В.** Повышение информативности капилляриметрических исследований методом полупроницаемой мембранны // Нефтяное хозяйство. 2018. № 7. С. 78–81.
- Нефть. Метод лабораторного определения остаточной водонасыщенности коллекторов нефти и газа по зависимости насыщенности от капиллярного давления. М.: Миннефтепром, 1986. 24 с.
- Рубинштейн Л.И.** Об определении содержания потребленной воды // Башкирская нефть. 1950. Т. 2. С. 27–32.
- Сергеев Е.М.** Грунтоведение. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1959.
- Силич В.Е.** Поровые воды пород баженовской свиты Салымского нефтяного месторождения // Строение и нефтегазоносность баженитов Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1985. С. 87–91.
- Смагин А.В.** Почвенно-гидрологические константы: физический смысл и количественная оценка на базе равновесного центрифугирования // Доклады по экологическому почвоведению. 2006. Т. 1, № 1. С. 31–56.
- Ханин А.А.** Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. М.: Недра, 1969. 368 с.
- Ханин А.А., Корчагин О.А.** Определение остаточной воды методом центрифугирования // Новости нефтяной и газовой техники, нефтепромысловое дело. 1962. Т. 1. С. 29–32.
- Шеин Е.В.** Курс физики почв: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005.
- Adams J.W., Stocker C.D., La N.R.** Emerging centrifugal technology in shale hydraulic fracturing waste management // Houston J. Intern. Law. 2012. Vol. 34, Iss. 3. P. 561–606.
- Che C., Glotch T.D., Bish D.L.** et al. Spectroscopic study of the dehydration and/or dehydroxylation of phyllosilicate and zeolite minerals // J. Geophys. Res., 2011. Vol. 116, N E05007. P. 1–23.
- Chenevert M.E.** Shale alteration by water adsorption // J. Petrol. Technology. 1970. Vol. 22, N 09. P. 1141–1148. URL: <https://doi.org/10.2118/2401-PA>.
- Dandekar A.Y.** Petroleum reservoir rock and fluid properties. Boca Raton: CRC Press; Taylor & Francis Group, 2013. 502 p.
- Dean E.W., Stark D.D.** A convenient method for the determination of water in petroleum and other organic emulsions // J. Industrial & Engineering Chemistry. 1920. Vol. 12, N 5. P. 486–490. URL: <http://dx.doi.org/10.1021/ie50125a025>.
- Emdahl B.A.** Core analysis of Wilcox sands // World Oil. 1952. Iss. 6 (June).
- Fettke C.R.** Core studies of the second sand of the wenango group, from Oil City, Pa // Petroleum Development and Technology, Amer. Inst. Mining Metall. Engineers, Petroleum Div. 1927. P. 219–234.
- Hammervold W.L., Skjæveland S.M.** Improvement of diaphragm method for drainage capillary pressure measurement with micro pore membrane // EUROCAS Meeting. 1992. P. 8–10.
- Handwerger D.A., Suarez-Rivera R., Vaughn K.I.** et al. Improved petrophysical core measurements on tight shale reservoirs using retort and crushed samples // SPE 147456. 2011. P. 1–21.
- Handwerger D.A., Willberg D.M., Pagels M.** et al. Reconciling retort versus Dean Stark measurements on tight shales. SPE Ann. Technical Conference and Exhibition held, 8–10 October 2012, San Antonio, Texas, USA.
- Hensel W.M.J.** An improved summation-of-fluids porosity technique // SPE-9376-PA. 1982. Vol. 22, N 02. P. 193–201.
- Kazak E.S., Kazak A. V.** An integrated experimental workflow for formation water characterization in shale reservoirs: a case study of the bazhenov formation // SPE J. 2021. Vol. 1, N SPE-205017-PA. P. 1–16.
- Kazak E.S., Kazak A.V.** A novel laboratory method for reliable water content determination of shale reservoir rocks // J. Petrol. Sci. and Engineering. 2019. Vol. 183. P. 106301. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0920410519307223>.
- Konoshonkin D.V., Parnachev S.V.** Existing approaches to the tight rock laboratory petrophysics: a critical review // Intern. J. Engineering Res. & Technology (IJERT). 2014. Vol. 3, N 10. P. 710–715.
- Labus M., Labus K., Bujok P.** Determination of the pore space parameters in microporous rocks by means of thermal methods // J. Petrol. Sci. and Engineering. 2015. Vol. 127. P. 482–489. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0920410515000662>.
- Li Y., Zhiming H., Changhong C.** et al. Evaluation method of water saturation in shale: A comprehensive review // Marine and Petrol. Geol. 2021. Vol. 128. P. 105017. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264817221001203>.
- Liu C., Litao M., Xueqing L.** et al. Study and choice of water saturation test method for tight sandstone gas reservoirs // Frontiers in Physics. 2022. Vol. 10. URL: <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/fphy.2022.833940>.
- Manual of Petroleum Measurement Standards (MPMS). U.S.A., Baltimore, MD: ASTM Intern., 2010. 86–91 p.
- Mavor M.** Shale gas core analysis overview. SPWLA Topical Conference on Petrophysical Evaluation of Unconventional Reservoirs, Philadelphia, Pennsylvania, 15–19 March, 2009.
- McPhee C., Reed J., Zubizarreta I.** Core Analysis: A best practice guide. Netherlands: Amsterdam: Elsevier, 2015. 852 p.
- Odusina E.O., Sondergeld C., Rai C.S.** An NMR study of shale wettability // Canadian Unconventional Resources Conference. Calgary, Alberta, Canada. November 2011. URL: <https://doi.org/10.2118/147371-MS>
- Prado J.R., Vyazovkin S.** Activation energies of water vaporization from the bulk and from laponite, montmorillonite, and chitosan powders // Thermochimica Acta. 2011. Iss. 524. P. 197–201.
- Recommended practices for core analysis. Recommended practice 40. Dallas, TX: Amer. Petrol. Institute (API), 1998. 220 p.
- Slobod R.L., Chambers A., Prehn W.L.** Use of centrifuge for determining connate water, residual oil and capillary curves of small core samples // J. Petrol. Technology. 1951. Vol. 3, Iss. 4. P. 127–134. URL: <https://doi.org/10.2118/951127-G>.
- Sondergeld C.H., Newsham K.E., Comisky J.T.** et al. Petrophysical Considerations in Evaluating and Producing Shale

Gas Resources // Soc. Petrol. Engineers. SPE Unconventional Gas Conference, 23–25 February, Pittsburgh, Pennsylvania, USA. 2010. P. 1–34.

*Sulucarnain I.D., Sondergeld C.H., Rai C.S.* An NMR study of shale wettability and effective surface relaxivity // SPE Canadian Unconventional Resources Conference. Calgary, Alberta, Canada. 30.10.2012. SPE-162236-MS. URL: <https://doi.org/10.2118/162236-MS>.

*Thornton O.F., Marshall D.L.* Estimating interstitial water by the capillary pressure method // Transactions of

the AIME. 1947. Vol. 170, N 01. P. 69–80. URL: <https://doi.org/10.2118/947069-G>.

*van Genuchten M.T., Leij F.J., Yates S.R.* The RETC Code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. IAG-DW12933934. Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory, Office Of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency Ada, Oklahoma, USA, 1991. P. 188–232.

Статья поступила в редакцию 06.06.2022,  
одобрена после рецензирования 08.06.2022,  
принята к публикации 26.01.2023

УДК 551.3.051

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРЕМНИСТЫХ ПОРОД НИЖНЕГО-СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**Софья Ивановна Меренкова<sup>1</sup>✉, Георгий Александрович Калмыков<sup>2</sup>,  
Руслан Рустемович Габдуллин<sup>3</sup>, Евгения Владимировна Карпова<sup>4</sup>,  
Алексей Юрьевич Пузик<sup>5</sup>, Ирина Владиславовна Бадьянова<sup>6</sup>,  
Маргарита Александровна Волкова<sup>7</sup>, Константин Павлович Казымов<sup>8</sup>**

<sup>1</sup> 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>

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gera64@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8274-3622>

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Gabdullin@fgp.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; karpoff\_2002@mail.ru

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

<sup>6</sup> Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; kataev7@psu.ru

<sup>7</sup> Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; margo@psu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3416-8296>

<sup>8</sup> Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; kazymov@psu.ru

**Аннотация.** На основании изучения микроструктурных и геохимических особенностей силицитов иниканской свиты ( $\epsilon_{1-2}in$ ) из береговых обнажений р. Юдома установлено, что ключевая роль в их формировании принадлежит, по-видимому, кремнистым организмам — радиоляриям и губкам. Значения отношения Ge/Si указывают на отсутствие прямого вклада гидротерм в образование силицитов в этой части палеобассейна. Изучаемые халцедон-кварцевые породы сформировались из первично биогенного кремнезема, подвергшегося диагенетическому перераспределению и постдиагенетическим процессам.

**Ключевые слова:** силициты, кремнезем, кембрий, геохимия

**Для цитирования:** Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Габдуллин Р.Р., Карпова Е. В., Пузик А.Ю., Бадьянова И.В., Волкова М.А., Казымов К.П. Условия формирования кремнистых пород нижнего-среднего кембрия юго-востока Сибирской платформы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 71–82.

## CONDITIONS FOR THE FORMATION OF SILICEOUS ROCKS OF THE LOWER-MIDDLE CAMBRIAN IN THE SOUTHEAST OF THE SIBERIAN PLATFORM

**Sofia I. Merenkova<sup>1</sup>✉, Georgiy A. Kalmykov<sup>2</sup>, Ruslan R. Gabdullin<sup>3</sup>,  
Evgenia V. Karpova<sup>4</sup>, Aleksey Yu. Puzik<sup>5</sup>, Irina V. Badianova<sup>6</sup>, Margarita A. Volkova<sup>7</sup>,  
Konstantin P. Kazymov<sup>8</sup>**

<sup>1</sup> Shirshov Institute of Oceanology of the RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; koshelevasof@mail.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gera64@mail.ru

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Gabdullin@fgp.msu.ru

<sup>4</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; karpoff\_2002@mail.ru

<sup>5</sup> Perm State National Research University, Perm, Russia; alex.puzik@mail.ru

<sup>6</sup> Perm State National Research University, Perm, Russia; kataev7@psu.ru

<sup>7</sup> Perm State National Research University, Perm, Russia; margo@psu.ru

<sup>8</sup> Perm State National Research University, Perm, Russia; kazymov@psu.ru

**Abstract.** Based on the study of microstructural and geochemical features of bedded cherts of the Inikan Formation ( $\epsilon_{1-2}in$ ) from coastal outcrops of the river Yudoma found that the key role in their formation apparently belongs to siliceous organisms — radiolarians and sponges. The Ge/Si ratio indicates that there is no direct contribution of fluids to the formation of cherts in this part of the paleobasin. The studied chalcedony-quartz rocks were formed from primary biogenic silica subjected to diagenetic redistribution and post-diagenetic processes.

**Key words:** bedded cherts, silica, cambrian, geochemistry

**For citation:** Merenkova S.I., Kalmykov G.A., Gabdullin R.R., Karpova E.V., Puzik A.Yu., Badianova I.V., Volkova M.A., Kazymov K.P. Conditions for the formation of siliceous rocks of the Lower-Middle Cambrian in the southeast of the Siberian Platform. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 71–82. (In Russ.).

**Введение.** Иниканская свита нижнего и среднего кембрия (ботомский–амгинский ярусы), которая развита на юго-востоке Сибирской платформы, входит в куонамскую высокоуглеродистую формацию (КВУФ). Разрез иниканской свиты представлен тонкослоистым чередованием пород кероген-глинисто-кремнисто-карбонатного состава с разным содержанием компонентов. Принципиальное отличие КВУФ — высокая концентрация органического вещества (ОВ), определяемая по количеству органического углерода (ТОС). В породах, относящихся к высокоуглеродистым формациям (ВУФ), содержание ТОС превышает 2,5 масс.%, а само ОВ имеет аквагенную природу. Общие условия формирования ВУФ в научной среде не вызывает больших вопросов. Но формирование отдельных прослоев до сих пор обсуждается. В разрезе иниканской свиты присутствуют протяженные прослои черных кремней — лидитов, генезис которых (в частности, источник кремнезема и способ его осаждения) до конца не выяснен. Аналогичная задача возникает с генезисом кремнистых линз и прослоев в карбонатных разрезах доманиковой ВУФ верхнего девона.

В палеогеографическом плане изучаемая территория находилась в пределах относительно глубоководной части бассейна (рис. 1), где доминировали условия некомпенсированного («голодного») осадконакопления [Стратиграфия..., 2016], на удалении от известных массивов суши. Изучение кремнистых образований (слоев, стяжений) в преимущественно карбонатных высокоуглеродистых толщах может дать представление об исходном составе осадков, диагенетических процессах и характере биоты палеобассейна [Maliva, 2001]. Известно, что богатые органическим веществом слоистые кремни Южно-Оманского соляного бассейна (*Al Shomou Silicilite*), сформированные на границе докембрия и кембрия, служат резервуарами углеводородов [Ramseyer et al., 2013]. Кремнистые породы баженовской свиты Западной Сибири (формировавшейся в мезозое) также рассматриваются в этом ключе, но вопрос с коллекторами в баженовской свите остается открытым и дискуссионным.

Представления о природе формирования пластовых кремней (особенно ВУФ) различаются в зависимости от источника кремнезема (образование мощных прослоев выдержаных по простирианию кремнистых пород требует большого притока кремнезема) и механизма образования непосредственно самих пород. Известны три основных источника кремнезема в морских бассейнах: 1) морская вода (из которой путем биогенной аккумуляции выстраиваются кремнистые панцири и скелетные элементы организмов); 2) растворы, образующиеся при выветривании на водосборной сушке в солиаридном климате; 3) кремнезем, поставляемый гидротермально-вулканическими системами [Казанский и др., 1965; Страхов, 1966; Левитан, 1975; Волохин, 1985; Фролов, 1992; Hesse, 1990а, 1990б].

Выделяют, соответственно, следующие механизмы образования силицитов: 1) диагенетическое замещение и сегрегация адсорбированного кремнезема (например, из глинистых минералов и оксидов железа) [Левитан и др., 1975; Fischer, Knoll, 2009; Siever, 1992]; 2) первичное накопление и диагенетическая трансформация биогенных кремнистых илов [Лисицын, Виноградов, 1982; Bohrmann et al., 1994; Murray et al., 1992]; 3) прямое химическое осаждение из морской воды и 4) гидротермальная активность [Волохин, 1985; van den Boorn et al., 2010; Fan et al., 2013; Dong et al., 2015; Brengman, Fedo, 2018; Shen et al., 2018].

В докембрии, до появления организмов, скретирующих кремниевые скелетные элементы, концентрация кремнезема в морской воде, по-видимому, была близка к насыщению по отношению к аморфному кремнезему [Siever, 1992]. Поэтому для кремней докембрия предполагают [Maliva et al., 1989; Maliva et al., 2005; Stefurak, 2015] возможность прямого осаждения гранул кремнезема из морской воды, которое наиболее благоприятно протекает в условиях, способствующих быстрой полимеризации, включая высокую соленость и/или высокую концентрацию растворенного кремнезема. Между pH, соленостью и стабильностью коллоидной системы кремнезем–вода существуют сложные взаимосвязи. Полимеризация кремнезема происходит наиболее быстро при умеренном pH. Если pH не колеблется между оклонейтральным и сильнокислым ( $\text{pH} < 4$ ) или щелочным ( $\text{pH} > 10$ ) значениями, изменения pH вряд ли могут вызвать образование гранул [Stefurak, 2015]. При слабощелочном pH (8–10) увеличение солености может сильно влиять на скорость полимеризации, а скорость осаждения кремнезема пропорциональна концентрации растворенного кремнезема [Stefurak, 2015].

Несмотря на то что в докембрии концентрация растворенного в морской воде кремнезема была намного выше кембрийской (так как кремнезем уже стали осаждать радиолярии и губки), то мог действовать механизм частичного прямого осаждения (в том числе в связи с деятельностью бактерий). Кремнеобразованию также могло способствовать уменьшение поступления терригенного материала, что стабилизировало границу раздела отложений и воды (SWI) и диагенетические фронты в осадочной толще [Loi, Dabard, 2002; Dabard, Loi, 2012; Gao et al., 2020], а высокая соленость усиливала процесс [Maliva et al., 2005].

Механизм первичного осаждения и раннедиагенетического перераспределения кремнезема на мелководье предполагают для юртусских кремней (*Yurtus Formation*) раннего кембрия Таримской платформы, что контрастирует с распространенным мнением о быстром снижении концентрации кремнезема в морской воде в раннем палеозое) [Zhou et al., 2021]. Для силицитов Аль-Шому Южно-Оманского соляного бассейна, образовывавшихся на границе

докембрия и кембрия, из-за отсутствия признаков биогенного происхождения (на сегодняшний день не обнаружены идентифицируемые макро- или микрофоссилии) предполагается схожий механизм образования [Amthor et al., 2005]. Так, авторами работы [Amthor et al., 2005] предложена модель бассейна с устойчивой стратификацией в водной толще, где поверхностные воды были местом повышенной биопродуктивности и осаждения платформенных карбонатов, тогда как глубинные воды на уровне или ниже термоклина/хемоклина были местом образования силикагеля и роста бактериального мата. Способность сульфатредуцирующих бактерий удалять кремнезем из раствора (в виде опала-СТ) в бескислородной среде, вероятно, — ключевой фактор в формировании исходного кремнистого осадка силицитов Аль-Шому.

Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [1988] указывают, что поскольку многие геологи разделяют мнение о вулканогенном источнике кремнезема в кремнистых породах, то и кремнистость черных сланцев часто рассматривают как прямое указание на связь их с вулканализмом. В частности, в одной из работ [Евтушенко, 1978] использована эта аргументация для силицитов КВУФ. Кроме того, высокую биопродуктивность планктонно-водорослевых организмов и прокариотов во время формирования Куонамской свиты связывают с возможным поступлением богатых химическими элементами и соединениями вод по системе глубинных разломов [Евтушенко, 1979; Бахтуров, 1985]. Л.В. Пешехонов [1970] при рассмотрении вопроса образования кремнистых сланцев Кузнецкого Алатау пишет: «Органогенное происхождение кремнистых сланцев в последние годы стало подкрепляться находками кремнистых микроорганизмов, что, в какой-то мере, поколебало существующее предположение ряда исследователей о метасоматическом происхождении кремнистых сланцев, ... тесная связь кремнистых и вулканогенных продуктов свидетельствует об осаждении непосредственно вблизи вулканических очагов, ... кремнистые сланцы являются в основном химическими осадками коллоидального кремнезема», формировавшимися благодаря привносу кремнезема на начальных этапах подводного вулканализма (не исключено, что часть кремнезема могла осаждаться кремнистыми организмами).

Для эдиакарских–раннекембрийских черных кремней блока Янцзы в Южном Китае в зависимости от формации предполагают различные механизмы образования. Для силицитов Лаобао в качестве преобладающего источника кремнезема установлена морская вода [Dong et al., 2015], для эдиакарских кремнистых конкреций формации Доушантуо (блок Янцзы), напротив, доминирующим источником кремнезема считают глинистые минералы (при участии органического вещества), а во вторую очередь — морскую воду [Shen et al., 2011; Gao et al., 2020]. В работах [Chen et al., 2009; Wang et al., 2012]

сделано предположение, что кремни в западной провинции Хунань в основном образовались из гидротермальных флюидов. Авторы работы [Zang et al., 2020] считают, что кремни Муянг формации Яньцзяхэ и Цзуньи формации Нютитанг образовались в результате замещения карбонатов и черных сланцев (источник — морская вода, обогащенная кремнеземом), а кремни Чуаньянпине формации Лучапо, напротив, могли образоваться в результате прямого химического осаждения из морской воды и/или гидротермальных флюидов. Образованию кремней, по мнению авторов, способствовала метастабильная окислительно-восстановительная зона, которая могла динамически возникать на шельфе и континентальном склоне на блоке Янцзы в раннем кембрии, что, вероятно, было аналогом современной зоны кислородного минимума (ЗКМ), связанной с биологической активностью.

С целью установления источника кремнезема и механизма формирования кремневых пород иниканской свиты были проведены исследования силицитов (лидитов) из береговых обнажений р. Юдома (рис. 1).

**Материалы и методы исследования.** Образцы лидитов иниканской свиты отобраны из разрезов в обнажениях правого берега р. Юдома. Породы иниканской свиты в изученном обнажении представлены черными высокоуглеродистыми известняками, окремнелыми, часто доломитистыми, доломитами известковыми, мергелями (в том числе доломитовыми), аргиллитами известковистыми и известковисто-доломитистыми, лидитами (черные силициты), а также породами смешанного состава (кремнисто-карбонатного и кремнисто-глинисто-карбонатного) (рис. 2). Все породы обогащены органическим веществом (ОВ от 0,22 до 17,05%, лидиты — от 0,73 до 4,07%) и имеют темную (до черной) окраску. Нередко породы будинированы, линзы представлены известняками, в некоторых случаях — лидитами, в которые местами переходят по простиранию окремнелые известняки и смешанные породы. Прослои лидитов не секут слоистость, а залегают в соответствии с ней.

Для уточнения генезиса лидитов выполнены рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), аналитики А.Ю. Пузик, И.В. Бадьянова, К.П. Казымов), масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS), аналитики А.Ю. Пузик, М.А. Волкова и изучение в шлифах.

Фотографии шлифов выполнены на микроскопе Axio Scope 40 Carl Zeiss (кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова).

Для установления источника кремнезема при образовании лидитов использовалось отношение Ge/Si, так как эти элементы принадлежат к одной группе и имеют схожие химические свойства. В силикатных минералах Ge может замещать Si в кристаллической решетке, но степень замещения зависит

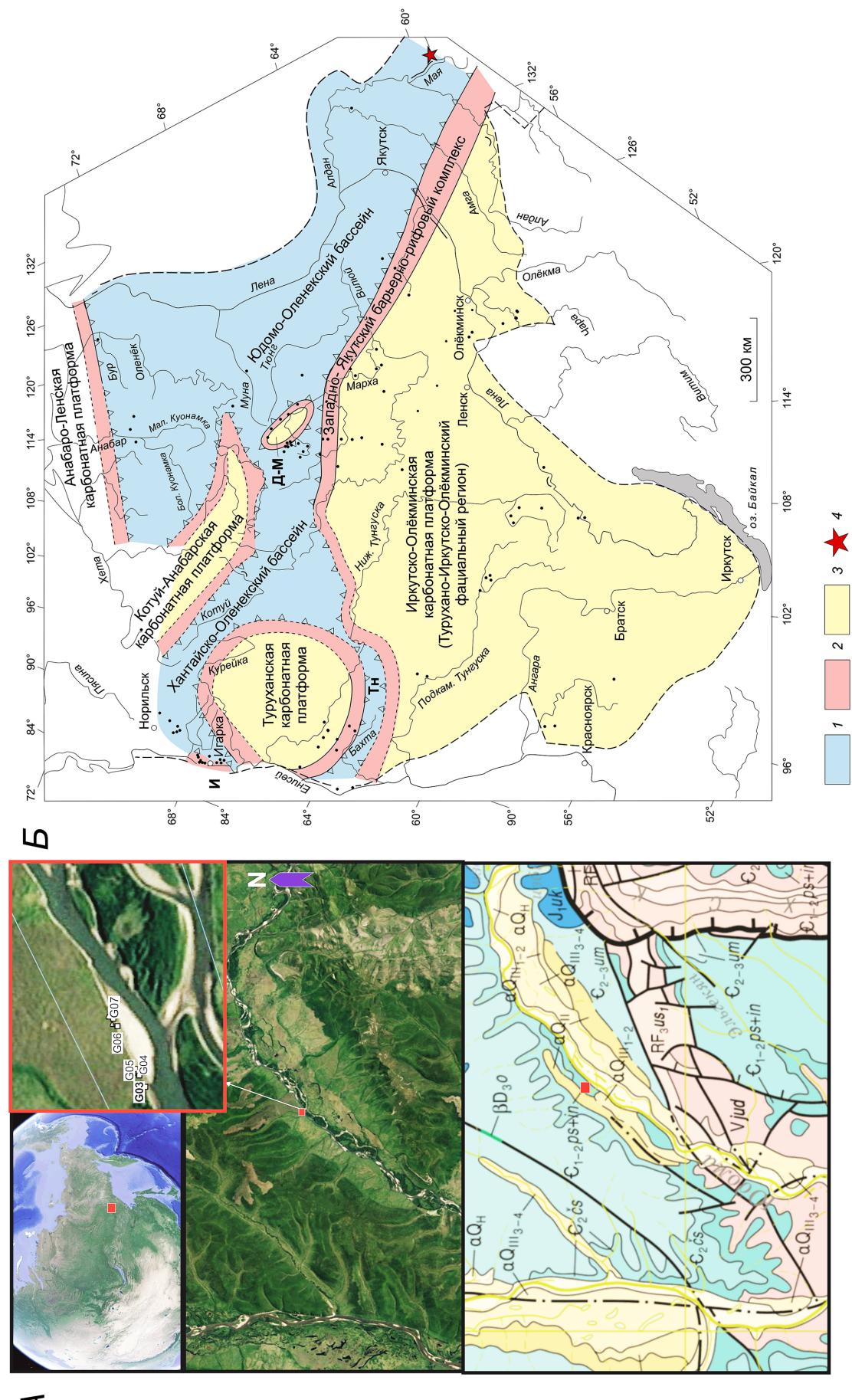


Рис. 1. Положение исследуемых разрезов и никанской свиты: А — современное, Б — на фациально-палеогеографической схеме Сибирской платформы для ботомского-амгинского веков [Стратиграфия..., 2016]; 1 — «голодный» (черноланцевый) бассейн; 2 — барьерно-рифовая окраина шельфа и связанные с ней зарифовые отмели и предрифовые склоны; 3 — внутренний закрытый шельф или эвапоритовый бассейн; 4 — местоположение разреза

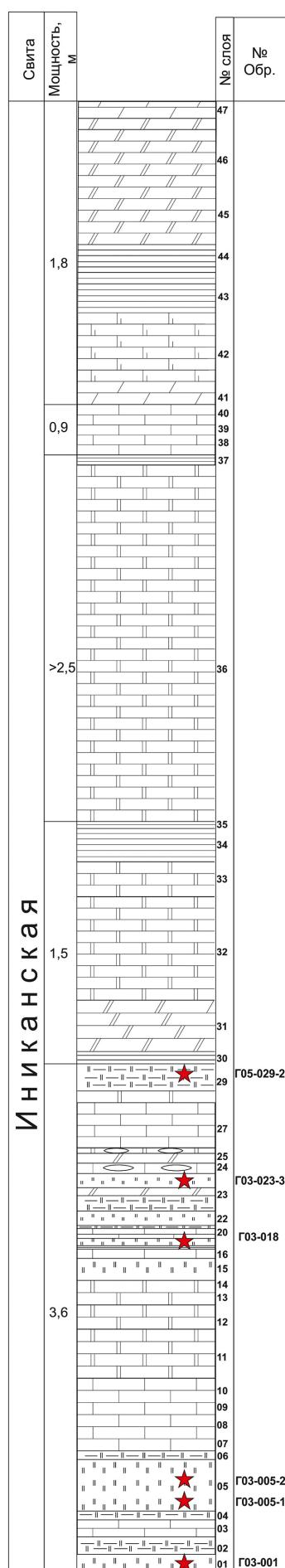
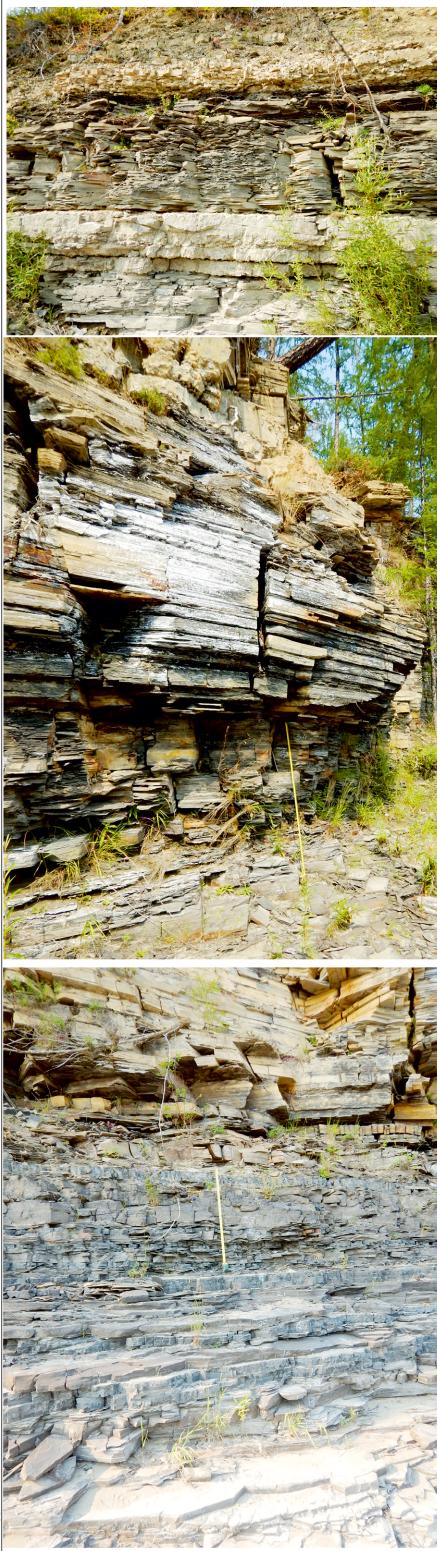


Рис. 2. Строение разреза иниканской свиты (р. Юдома, см. рис. 1, Г-03, 59.442740 N, 135.515180 E): 1 — известняки битуминозные; 2 — известняки доломитистые битуминозные; 3 — доломиты известковые, обогащенные ОВ; 4 — мергели; 5 — доломитовые мергели; 6 — аргиллиты (в том числе известково-доломитистые); 7 — лидиты; 8 — смешанные породы (кремнисто-карбонатные, кремнисто-глинисто-карбонатные); 9 — точки отбора лидитов



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

9

9

от минерала, о чём свидетельствует изменение отношения Ge/Si в силикатах (от 0,5 до 6 моль/моль) [Bernstein, 1985; Kurtz et al., 2002]. Фракционирование Ge/Si происходит в ходе низкотемпературного выветривания или гидротермальных процессов. При выветривании континентальных пород выносимый реками материал характеризуется более низким отношением Ge/Si (0,4–1 моль/моль), чем в верхней континентальной коре (1,8 моль/моль), гидротермальные флюиды же имеют гораздо более высокие отношения Ge/Si (до 11 моль/моль) [Froelich et al., 1985; Mortlock, Froelich, 1987; Rudnick, Gao, 2003]. В современном океане отношение Ge/Si в морской воде равно 0,72 моль/моль, что интерпретируется как преобладание континентального выветривания при поставке кремния (80–90%) в океаны [Froelich et al., 1989; Treguer et al., 1995].

**Результаты исследований и их обсуждение.** Содержание петрогенных оксидов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , масс.%) приведено в табл. 1, содержание элементов (ppm) — в табл. 2. Содержание  $\text{SiO}_2$  варьирует от 77,2 до 95,1%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — от 0,4 до 5,1%,  $\text{CaO}$  до 6,2%. Наибольшие значения содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  отражают более высокую концентрацию глинистой примеси и карбонатов соответственно. Характерно обогащение (при нормировании по кларкам для силицидов, по [Григорьев, 2009]), В, Ni, Mo, Ag, Sb, U и обеднение Cs, Ba, Rb, Y, Th, а также незначительное обогащение Sc, Cr, Zn, Li. Бор в осадочных породах, как правило, связан с глинистой фазой (за исключением случаев присутствия турмалина в грубой фракции), причем сорбция бора на глинах растет при повышении pH среды [Юдович, Кетрис, 2011]. Некоторая часть В может присутствовать в поглощенным комплексе оксидов Fe-Mn и апатита, а в черных сланцах возможно повышение концентрации за счет того, что сапропелевое ОВ обогащено бором (первично-биогенная фракция В) [Юдович, Кетрис, 1988, 2011]. Для Ni и Mo тоже возможно биоосаждение. Mo, Ag, U — редокс-чувствительные металлы, обогащающие отложения в восстановительных условиях.

**Источник и механизм формирования лидитов по результатам изучения в шлифах.** При микроскопическом изучении кремнистых образований Куонамской формации предыдущими исследователями [Бахтуров и др., 1988] выделены следующие разновидности: первая, где халцедон присутствует в виде беспорядочно распределенных бесформенных, лапчатых и заливообразных форм; вторая — в виде более крупных радиально-лучистых кристаллов, имеющих мелкоагрегатное строение, которые иногда расположены по слоистости породы и представляют собой, вероятно, различные срезы перекристаллизованных спикул кремнистых губок. Встречаются и четко диагностируемые спикулы, иногда хорошей сохранности [Бахтуров и др., 1988].

По результатам микроскопического изучения образцов, отобранных из интервалов разреза, ко-

торые представлены лидитами, выделены литологические типы, отличающиеся составом, структурой, а также наличием органогенных остатков или их реликтов.

1. *Литотип силицит* (образцы № Г03-001, Г03-023-3) — глобулярно-колломорфная структура, опал-кристобалитовый состав, местами микрокристаллический кристобалит-халцедоновый, слабоглинистый (5%), с неотчетливой горизонтально-линзовидной слоистостью, с редкими спикулами губок и реликтами раковин радиолярий (?); пиритизированный; вторично карбонатизированный (5–7%) (рис. 3, А).

2. *Литотип спикулит* (образец № Г03-005-1) — кварц-халцедоновый, неслоистый, с поровым (20–30%) халцедон-кристобалитовым цементом-заполнителем, с фосфатными микроконкрециями (5–7%) и единичными раковинами остракод и радиолярий (?); неравномерно пиритизированный (<5%), вторично известковистый (10%), трещиноватый (рис. 3, Б).

3. *Литотип известняк замещения* (образцы № Г03-005-2, Г05-029-2) — тонкокристаллический, с реликтами первичной кероген-кремневой породы, тонко горизонтально- и линзовиднослоистый, ритмичного строения, с небольшой примесью алеврито-тонкопесчаных неокатанных зерен кварца (1%), слюды и полевых шпатов; с единичными спикулами губок (в образце № Г05-029-2 замещенных кальцитом), пиритизированный по слойкам, с микростилолитами, насыщенными ОВ (в образце № Г05-029-2) (рис. 3, В).

4. *Литотип известково-глинисто-кремневая порода* (образцы № Г03-015, Г03-018) — микрито-пелито-колломорфная структура, участками микрокристаллическая, тонко горизонтально- и линзовиднослоистая, с редкими спикулами, радиоляриями (?) и сферами, вторично известковистая (7%) и слабодоломитистая (5%), пиритизированная. Основная масса породы имеет колломорфную структуру, часто преобладающую в микролинзочках, это аморфные и слабоокристаллизованные кремневые и фосфатные минералы, между которыми определяется пелитовая структура, выраженная мельчайшими чешуйчатыми и хлопьевидными агрегатами глинистых минералов размером <0,005 мм. Именно такие прослои пропитаны ОВ и имеют бурый цвет. Они чередуются с бесцветными микролинзочками и микрослойками с микрокристаллической структурой халцедона-кварца. Агрегаты кремниевых минералов в таких слойках часто имеют округлую форму с диаметром 0,02–0,04 мм. Возможно, такая форма обусловлена замещением остатков бактериальной природы. Редко встречаются микролинзочки с превалированием микритовой структуры, представленной кальцитом (рис. 3, Г).

Таким образом, в отдельных литотипах очевиден биогенный источник кремнезема, а также его раннедиагенетическое перераспределение.

Изученные карбонатные литотипы образованы в результате постседиментационной кальцитизации кремнистого и известково-кремнистого вещества как основной массы, так и кремневой фауны. В образцах четвертого литотипа присутствует седиментогенное известковое вещество и, предположительно, отмечены бактериальные структуры.

**Палеоэкологические особенности.** Кембрийские спикулярные губки представляли собой простые по строению, чрезвычайно тонкостенные формы, у которых спикулы образовывали практически один слой [Carrera, Botting, 2008]. Удлиненные, чашеобразные или пальчатые формы преобладают в средах с низкой гидродинамической активностью. Эти характеристики можно считать приспособлением фильтраторов к спокойной воде (см. обзоры [Warburton, 1960; Trammer, 1983; Palumbi, 1984; Finks, 2003б, Carrera, Botting, 2008]). Предпо-

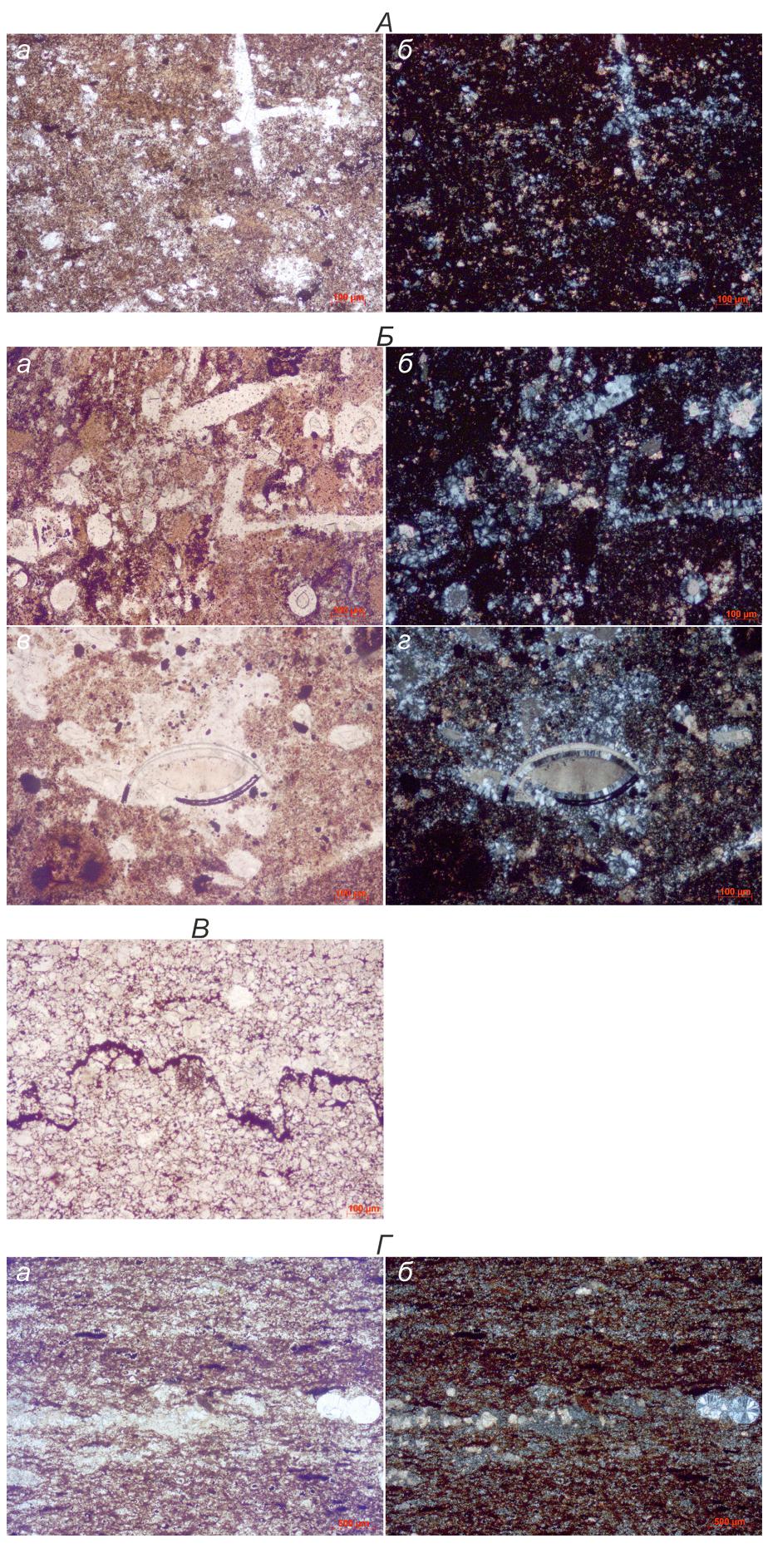


Рис. 3. Микрофотографии литотипов:  
 А — литотип 1 (шлиф Г\_03\_023\_3);  
 силицит существенно опалового со-  
 става, с редкими спикулами губок и  
 реликтами раковин радиолярий, вто-  
 рично карбонатизированный (5–7%),  
 пиритизированный, а — николи па-  
 раллельны, б — николи скрещены;  
 увеличение 100; Б — литотип 2 (шлиф  
 Г\_03\_005\_01); увеличение 100, а, б —  
 спикулит кварц-халцедоновый с фос-  
 фатными микроконкремциями, вто-  
 рично неравномерно известковистый  
 (3–10%); в, г — раковина остракоды с  
 замещенными халцедоном стенками и  
 монокристаллическим кальцито-  
 вым выполнением, а, в — николи па-  
 раллельны, б, г — николи скрещены;  
 В — литотип 3 (шлиф Г\_05\_029\_2); из-  
 вестняк замещения микро-тонкокри-  
 сталлический, пиритизированный, с  
 микростилолитами, насыщенными ОВ,  
 николи параллельны, увеличение 100;  
 Г — литотип 4 (шлиф Г\_03\_018); из-  
 вестково-глинисто-кремневая порода,  
 с редкими спикулами, радиоляриями  
 (?) и сферами, вторично известко-  
 вистая (7%) и слабодоломитистая  
 (5%), пиритизированная; а — николи па-  
 раллельны, б — николи скрещены,  
 увеличение 25

Таблица 1

## Содержание главных оксидов, масс.%

Образец	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	CaO	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Σ
G03-001	87,22	3,59	0,62	<0,01	<0,01	<0,01	3,02	0,2	0,02	<0,01	4,37	99,06
G03-005-1	77,21	5,08	2,02	0,68	<0,01	0,4	4,68	0,36	0,17	0,38	8,99	100,00
G03-005-2	80,64	4,42	1,05	0,14	<0,01	<0,01	6,23	0,26	0,05	<0,01	7,18	100,00
G03-018	87,41	3,53	0,66	0,53	0,01	0,04	2,47	0,18	0,04	0,01	3,5	99,83
G03-023-3	87,04	4,17	0,98	0	<0,01	<0,01	2,45	0,22	0,02	0	5,1	100,01
G05-029-2	95,11	0,41	0,54	0,39	0,02	<0,01	0,03	<0,01	0,04	0,01	2,52	100,00

Таблица 2

## Содержание элементов (ppm) в лидитах и никанской свиты и отношение Ge/Si, моль/моль

Образец	U	Th	Rb	Cs	Sr	Ba	B	Li	Y	Nb	Ga	Zr	W	Sn
G03-001	14,98	0,46	4,98	0,15	530,47	203,11	61,19	6,57	3,44	1,43	1,12	11,13	0,68	0,37
G03-005-1	25,48	0,23	29,26	1,10	364,99	295,46	86,05	18,83	6,12	5,40	4,32	36,83	2,02	0,91
G03-005-2	8,87	0,67	9,92	0,39	260,15	251,05	71,86	25,51	3,49	1,97	1,94	18,90	0,92	0,55
G03-018	12,11	0,32	3,87	0,03	188,91	165,41	23,21	6,27	1,66	1,38	1,62	19,43	0,69	0,38
G03-023-3	10,67	0,41	7,12	0,28	176,82	191,51	49,92	18,53	2,32	1,94	1,59	16,78	0,77	0,44
G05-029-2	10,73	0,37	4,25	0,04	111,35	176,75	58,73	2,80	1,49	1,38	0,51	6,04	0,66	0,29
Образец	Pb	S	Cu	Zn	Ag	Sb	Sc	Ni	Co	Cr	Mo	Ge	Tl	Bi
G03-001	5,11	200,00	21,55	52,54	0,36	2,88	20,64	47,96	2,78	255,67	51,58	0,88	0,56	0,06
G03-005-1	34,27	300,00	46,39	140,26	0,75	6,76	11,78	103,79	21,23	227,75	67,96	1,53	4,10	0,26
G03-005-2	11,78	300,00	21,83	73,30	0,38	3,30	12,31	53,00	7,82	268,79	28,87	1,03	1,59	0,11
G03-018	3,20	14500,00	16,15	10,52	0,18	1,53	2,05	23,13	3,12	300,25	20,36	0,56	0,60	0,02
G03-023-3	6,32	300,00	18,58	26,98	0,24	3,06	17,08	50,71	4,07	306,07	48,27	0,76	1,73	0,06
G05-029-2	2,18	9300,00	11,55	18,63	0,16	4,49	14,63	20,44	1,67	341,95	15,47	0,42	0,08	0,04
												Ge/Si, моль/моль		

Примечания. Последовательность расчетов (на примере образца G03-001): SiO<sub>2</sub> (масс.%) = 87,22 (табл. 1); Ge (ppm) = 0,88. мол. масса(Si) = 28,086 а.е.м. мол. масса(O)= 15,99 а.е.м. мол. масса(Ge) = 72,64 а.е.м.; Si (масс.%) в SiO<sub>2</sub> = 28,086 (Si)/(28,086(Si)++15,99(O) · 2) · 100=46,76; Si (G03-001)=0,4676 · 0,8722 · 100 = 40,78(масс.%); Si (ppm)= 40,78 · 10 000=407840,72; Si (моль/л) = Si(ppm)/(мол. масса(Si) · 1000)=14,521; Ge (моль/л) = Ge(ppm)/(мол. масса(Ge) · 1000) · 1 000 000=12,115; Ge (моль/л) / Si (моль/л)=0,834 (моль/моль).

лагается также, что раннепалеозойские формы губок в основном зависели от бактерий, растворенного органического вещества и мелкого фитопланктона [Berquist, 1978; Vacelet, 1978; Finks, 2003a].

**Геохимические факторы формирования.** Образование мощных (толщина отдельных слоев до 20 см) и достаточно выдержаных по простирианию лидитов и никанской свиты требует большого притока кремнезема (в том числе для осаждения вышеуказанными губками и радиоляриями), что может быть следствием гидротермального привноса.

Для использования отношения Ge/Si для древних отложений, где растворился и вторично концентрировался биогенный кремнезем (с возможной миграцией между участками растворения и переосаждения), необходимо отсутствие фракционирования Si и Ge в ходе диагенеза. Н. Трибовillard [2013] установил, что германий и кремний, растворенные в морской воде, включаются в биогенный опал без фракционирования (или с таковым в крайне незначительной степени). Он показал, что

фракционирование между губками и кремнями той же формации, возникшими в результате диагенетической перекристаллизации кремнезема, не наблюдается, а величину Ge/Si можно использовать для идентификации биогенных признаков в кремнях, где происхождение кремнезема вызывает вопросы [Tribovillard, 2013].

Величина Ge/Si в современной морской воде составляет 0,72 моль/моль, что значительно ниже, чем в наземных и гидротермальных флюидах (около 5 моль/моль), тогда как в диатомовых водорослях она составляет 0,45–0,78 моль/моль, 0,62–1,57 моль/моль в радиоляриях (радиоляритах) и 0,08–0,38 моль/моль у современных и ископаемых губок [Froelich et al., 1989; Mortlock et al., 1993; Tribovillard et al., 2011; Tribovillard, 2013].

Для изученных нами лидитов и никанской свиты характерны величины Ge/Si (моль/моль), близкие к таковым в морской воде, — от 0,36 до 1,64 (табл. 2), что свидетельствует об отсутствии активности гидротермальных систем вблизи рассма-

тряваемой точки и прямого влияния на образование этих пород. Самое высокое значение этого отношения (1,64 моль/моль) характерно для спикулита (образец № Г03-005-1).

При этом выявлена положительная корреляция между содержанием Ge [ppm] (а вследствие этого и величины Ge/Si) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , TOC (рис. 4). Применительно к проблеме генезиса силицитов такую связь в работах [Shen et al., 2011; Dong et al., 2015; Gao et al., 2020] интерпретируют как косвенное свидетельство возможного поступления кремнезема в поровые воды из глинистых минералов в ходе трансформации смектит–иллит. Фактически же это может отражать как источник кремнезема, так и поступление Ge вместе с терригенной частью и изменение интенсивности выветривания на водосборной суще. Германию свойственно присутствие в Fe-оксигидроксидах (гематит, лимонит, гетит) [Bernstein, 1985; Bernstein, Waychunas, 1987], Ge может замещать Fe в октаэдрической позиции в оксидах Fe, сорбироваться на поверхности Fe-оксигидроксидов [Anders et. al., 2003], входить во вторичные алюмосиликатные (глинистые) структуры, а при интенсивном выветривании удержание Ge вторичными оксидами Al и/или Ti может способствовать фракционированию Ge/Si [Scribner et al., 2006], что отражено в зависимостях между Ge и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Ge и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Связь между ОВ и Ge менее очевидна. Однако есть сведения [Pokrovski, Schott, 1998; Pokrovski, et al., 2000], что, в отличие от Si, на поведение Ge в водной среде может влиять присут-

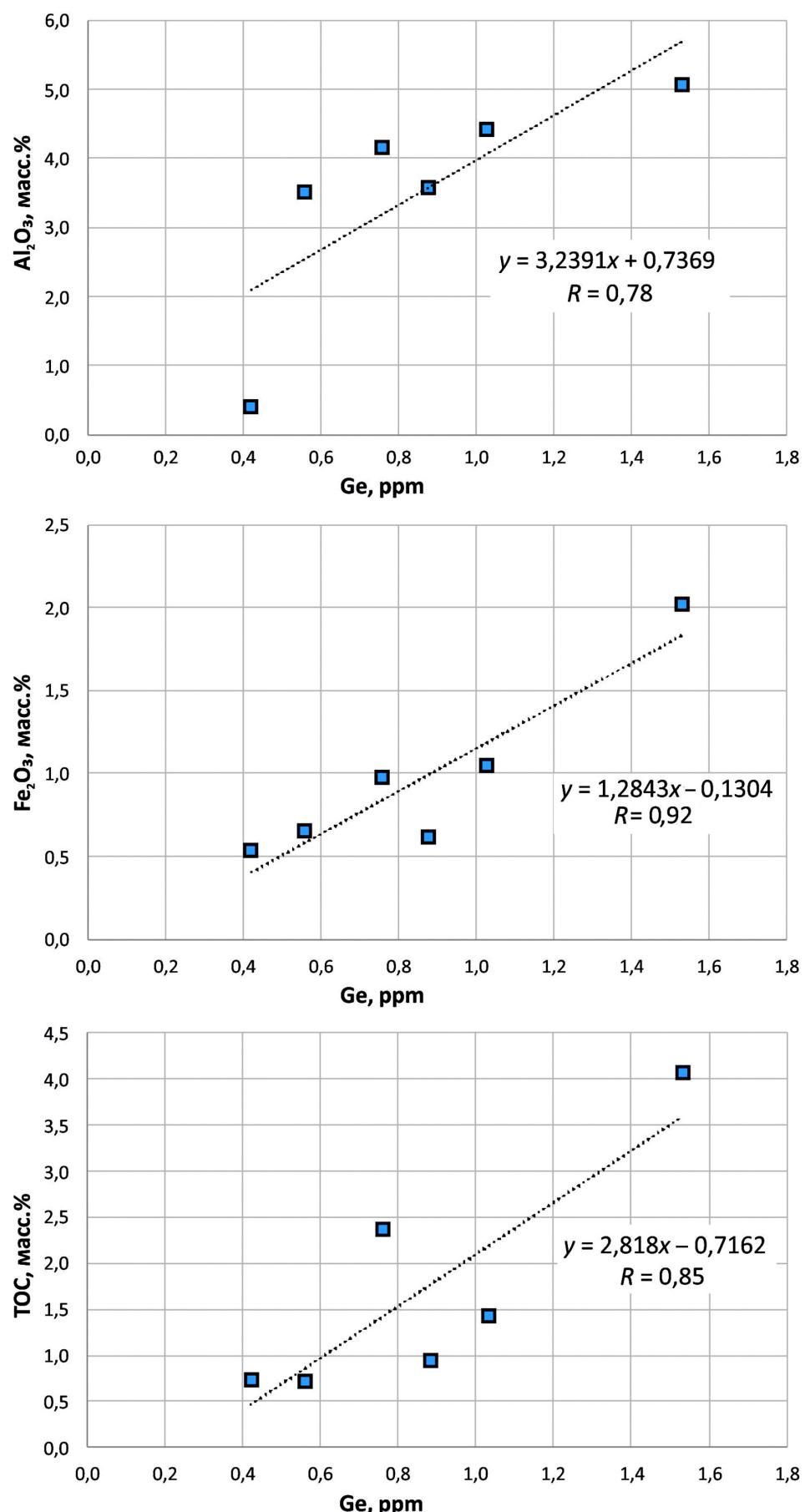


Рис. 4. Соотношение содержания Ge (ppm) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (%), TOC (%) в лидитах; R — коэффициент корреляции

ствие растворенного органического вещества — Ge образует устойчивые комплексы с карбоксильными, диортофенольными и полиспиртовыми функциональными группами, типичными для природного органического вещества (тогда как соответствующие комплексы, образованные Si, очень слабы).

**Заключение.** На основании изучения микроструктурных и геохимических особенностей кремнистых пород и никанской свиты установлено, что ключевая роль в их формировании принадлежит, по-видимому, кремнистым организмам — радиоляриям и губкам. Величина Ge/Si указывает на отсутствие прямого вклада гидротерм в образование лидитов в рассматриваемой части палеобассейна. Изучаемые халцедон-кварцевые породы сформировались из первично биогенного кремнезема, подвергшегося

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бахтуров С.Ф. Битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985.

Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск: Наука, 1988.

Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1985.

Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2009.

Евтушенко В.М. О формировании кремнистых пород в кембрии восточной части Сибирской платформы // Тр. Сиб. НИИ геологии, геофизики и минер. сырья. 1978. Вып. 258. С. 45–57.

Евтушенко В.М. Условия формирования отложений доманиковского типа в кембрии Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1979. № 6. С. 8–15.

Казанский Ю.П., Казаринов В.П., Резанова Н.М. Развитие идей А.Д. Архангельского о происхождении кремнистых пород // Геология и геофизика. 1965. № 9. С. 84–92.

Левитан М.А. Биогенный кремнезем как источник вещества для образования кремней в осадках Тихого океана: Автoref. канд. дисс. М., 1975.

Левитан М.А., Донцова Е.И., Лисицын А.П., Богданов Ю.А. Генезис кремней в осадках Тихого океана по отношению изотопов кислорода и анализу особенностей их распределения // Геохимия. 1975. № 3. С. 420–429.

Лисицын А.П., Виноградов М.С. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 4. С. 5–20.

Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1982. 208 с.

Пешехонов Л.В. К вопросу образования кремнистых сланцев древних толщ юго-западных отрогов Кузнецкого Алатау // Изв. Томск. политех. ин-та. 1970. Т. 185. С. 34–37.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы: В 2 т. Т. 1. Стратиграфия / Ред. А.Э. Конторович. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2016. 497 с.

Страхов Н.М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема // Геохимия кремнезема. М., 1966. С. 5–8.

Фролов В.Т. Литология: Учеб. пособие. Кн. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 336 с.

диагенетическому перераспределению и постдиагенетическим процессам.

Причины роста биопродуктивности и/или причины массового захоронения кремнистых организмов в количестве, необходимом для формирования таких мощных кремнистых пород и ВУФ в целом, представляются темой для дальнейших исследований, так как экосистемы, порождавшие черные сланцы, могли быть как процветавшими, так и, напротив, стрессовыми [Неручев, 1982; Юдович, Кетрис, 1988] и отражать периоды значительных палеоокеанологических и палеоклиматических изменений.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках темы государственного задания FMWE-2021-0006 и Минобрнауки РФ (проект № 2019-0858).

Юдович Я.Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопрингт, 2011. 742 с.

Anders A.M., Sletten R.S., Derry L.A., Hallet B. Germanium/silicon ratios in the Copper River Basin, Alaska: weathering and partitioning in periglacial versus glacial environments // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. DOI: 10.1029/2003JF000026.

Bergquist P.R. Sponges. Berkeley: University of California. 1978. 268 p.

Bernstein L.R. Germanium geochemistry and mineralogy // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. Vol. 49, N 11. P. 2409–2422.

Bernstein L.R., Waychunas G.A. Germanium crystal chemistry in hematite and goethite from the Apex Mine, Utah, and some new data on germanium in aqueous solution and in stottite // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1987. Vol. 51. P. 623–630.

Bohrmann G., Abelmann A., Gersonne R. et al. Pure siliceous ooze, a diagenetic environment for early chert formation // Geology. 1994. Vol. 22, N 3. P. 207–210.

Brengman L.A., Fedo C.M. Development of a mixed seawater-hydrothermal fluid geochemical signature during alteration of volcanic rocks in the Archean (~2.7 Ga) Abitibi Greenstone Belt, Canada // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2018. Vol. 227. P. 227–245.

Carrera M.G., Botting J.P. Evolutionary History of Cambrian Spiculate Sponges: Implications for the Cambrian Evolutionary Fauna // PALAIOS. 2008. Vol. 23, N 3. P. 124–138. DOI: 10.2110/palo.2006.p06-089r

Chen D.Z., Wang J.G., Qing H.R. et al. Hydrothermal venting activities in the Early Cambrian South China: Petrological, geochronological and stable isotopic constraints // Chem. Geol. 2009. Vol. 258. P. 168–181.

Cui H., Xiao S., Zhou C. et al. Phosphogenesis associated with the Shuram Excursion: Petrographic and geochemical observations from the Ediacaran Doushantuo Formation of South China // Sediment. Geol. 2016. Vol. 341. P. 134–146. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2016.05.008

Dong L., Shen B., Lee C.-T.A. et al. Germanium/silicon of the Ediacaran-Cambrian Laobao cherts: Implications for the bedded chert formation and paleoenvironment interpretations // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2015. Vol. 16, N 3. P. 751–763. DOI: 10.1002/2014gc005595

- Fan H.F., Wen H.J., Zhu X.K. et al.* Hydrothermal activity during Ediacaran-Cambrian transition: Silicon isotopic evidence // *Precambrian Res.* 2013. Vol. 224. P. 23–35.
- Finks R.M.* Paleozoic Hexactinellida: Morphology and phylogeny // *Treatise on Invertebrate Paleontology*. P. E. Porifera (revised). Vol. 2. Geol. Soc. Amer. and University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas, 2003a. P. 135–154.
- Finks R.M.* Paleozoic Demospongea: Morphology and phylogeny // *Treatise on invertebrate paleontology*. P.E. Porifera (revised). Vol. 2. Geol. Soc. Amer. and University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas, 2003b. P. 63–80
- Fischer W.W., Knoll A.H.* An iron shuttle for deepwater silica in Late Archean and early Paleoproterozoic iron formation // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2009. Vol. 121, N 1–2. P. 222–235.
- Froelich P.N., Hambrick G.A., Andreae M.O. et al.* The geochemistry of inorganic germanium in natural waters // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90. P. 1133–1141. DOI: 10.1029/JC090iC01p01133.
- Froelich P.N., Mortlock R.A., Shemesh A.* Inorganic germanium and silica in the Indian Ocean: Biological fractionation during (Ge/Si) opal formation // *Global Biogeochem. Cycles*. 1989. Vol. 3. P. 79–88. DOI: 10.1029/GB003i001p00079
- Gao P., He Z., Lash G.G. et al.* Origin of chert nodules in the Ediacaran Doushantuo Formation black shales from Yangtze Block, South China // *Marine and Petrol. Geol.* 2020. Vol. 114. 104227. DOI: 10.1016/j.marpgeo.2020.104227
- Hesse R.* Origin of chert: diagenesis of biogenic siliceous sediments // *Diagenesis. Geoscience Canada Reprint Ser. Geol. Assoc. of Canada*. 1990a. P. 227–251.
- Hesse R.* Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts // *Diagenesis. Geoscience Canada Reprint Ser. Geol. Assoc. of Canada*. 1990b. P. 253–275.
- Holland H.D.* Metals in black shales — A reassessment // *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geologists*. 1979. Vol. 74. P. 295–314.
- Hu WX., Kang X., Cao J. et al.* Thermochemical oxidation of methane induced by high-valence metal oxides in a sedimentary basin. // *Nat. Commun.* 2018. Vol. 9. 5131. DOI: 10.1038/s41467-018-07267-x
- Knoll A.H.* Exceptional preservation of photosynthetic organisms in silicified carbonates and silicified peats // *Philosophical Transactions of the Royal Soc. B: Biol. Sci.* 1985. Vol. 311 (1148). P. 111–122. DOI: 10.1098/rstb.1985.0143.
- Kurtz A.C., Derry L.A., Chadwick O.A.* Germanium-silicon fractionation in the weathering environment // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2002. Vol. 66. P. 1525–1537.
- Li C., Yang S.* Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? // *Amer. J. Sci.* 2010. Vol. 310, N 2. P. 111–127. DOI: 10.2475/02.2010.03.
- Loi A., Dabard M.-P.* Controls of sea level fluctuations on the formation of Ordovician siliceous nodules in terrigenous offshore environments // *Sediment. Geol.* 2002. Vol. 153, N 3–4. P. 65–84. DOI: 10.1016/s0037-0738(02)00102-1.
- Maliva R.G.* Silicification in the Belt Supergroup (Mesoproterozoic), Glacier National Park, Montana, USA // *Sediment.* 2001. Vol. 48. P. 887–896.
- Maliva R.G., Knoll A.H., Siever R.* Secular change in chert distribution: A reflection of evolving biological participation in the silica cycle // *Palaios*. 1989. Vol. 4. N. 6. P. 519–532. DOI: 10.2307/3514743.
- Maliva R.G., Knoll A.H., Simonson B.M.* Secular change in the Precambrian silica cycle: Insights from chert petrology // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2005. Vol. 117, N 7–8. P. 835–845. DOI: 10.1130/B25555.1
- Mortlock R.A., Froelich P.N.* Continental weathering of germanium: In the global river discharge // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1987. Vol. 51, N 8. P. 2075–2082.
- Mortlock R.A., Froelich P.N., Feely R.A. et al.* Silica and germanium in Pacific Ocean hydrothermal vents and plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 119. P. 365–378.
- Murray R., Jones D., Brink M.* Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert-shale couplet // *Geology*. 1992. Vol. 20, N 3. P. 271–274.
- Niewöhner C., Hensen C., Kasten S. et al.* Deep sulfate reduction completely mediated by anaerobic methane oxidation in sediments of the upwelling area off Namibia // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1998. Vol. 62, N 3. P. 455–464. DOI: 10.1016/s0016-7037(98)00055-6.
- Palumbi S.* Tactics of acclimation: Morphological changes of sponges in an unpredictable environment // *Science*. 1984. Vol. 225. P. 1478–1480.
- Pokrovski G.S., Martin F., Hazemann J.-L., Schott, J.* An X-ray absorption fine structure spectroscopy study of germanium-organic ligand complexes in aqueous solution // *Chem. Geol.* 2000. Vol. 163, N 1–4. P. 151–165. DOI: 10.1016/s0009-2541(99)00102-3.
- Pokrovski G.S., Schott J.* Experimental study of the complexation of silicon and germanium with aqueous organic species: implications for Ge and Si transport and Ge/Si ratio in natural waters // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1998. Vol. 62. P. 3413–3428.
- Raiswell R., Fisher Q. J.* Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition // *J. Geol. Soc.* 2000. Vol. 157, N 1. P. 239–251. DOI: 10.1144/jgs.157.1.239.
- Ramseyer K., Amthor J.E., Matter A. et al.* Primary silica precipitate at the Precambrian/Cambrian boundary in the South Oman Salt Basin, Sultanate of Oman // *Marine and Petrol. Geol.* 2013. Vol. 39, N 1. P. 187–197. DOI: 10.1016/j.marpgeo.2012.08.0.
- Riding R.* Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms // *Sedimentology*. 2000. Vol. 47. P. 179–214. DOI: 10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x.
- Scribner A.M., Kurtz A.C., Chadwick O.A.* Germanium sequestration by soil: Targeting the roles of secondary clays and Fe-oxyhydroxides // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 243, N 3–4. P. 760–770. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.01.051.
- Shen B., Lee C.-T.A., Xiao S.* Germanium/silica ratios in diagenetic chert nodules from the Ediacaran Doushantuo Formation, South China // *Chem. Geol.* 2011. Vol. 280, N 3–4. P. 323–335. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2010.11.019.
- Shen B., Ma H., Ye H. et al.* Hydrothermal origin of syn-depositional chert bands and nodules in the Mesoproterozoic Wumishan Formation: Implications for the evolution of Meso-proterozoic cratonic basin, North China // *Precambrian Res.* 2018. Vol. 310. P. 213–228.
- Siever R.* The silica cycle in the Precambrian // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1992. Vol. 56. P. 3265–3272.
- Stefurak E.J.T., Lowe D.R., Zentner D., Fischer W.W.* Sedimentology and geochemistry of Archean silica granules // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2015. B31181.1. DOI: 10.1130/b31181.1.
- Trammer J.* The relation of the morphological type of a sponge to water turbulence // *Speculations in Science and Technology*, Lausanne. 1983. Vol. 6. P. 143–146.
- Treguer P., Nelson D.M., van Bennekom A.J. et al.* The silica balance in the world ocean: A reestimate // *Science*. 1995. Vol. 268, N 5209. P. 375–379.

*Tribouillard N.* The Ge/Si ratio as a tool to recognize biogenic silica in chert. // Comptes Rendus Geosci. 2013. Vol. 345. P. 160–165.

*Tribouillard N., Bout-Roumazeilles V., Riboulleau A. et al.* Transfer of germanium to marine sediments: Insights from its accumulation in radiolarites and authigenic capture under reducing conditions. Some examples through geological ages // Chem. Geol. 2011. Vol. 282. P. 20–130.

*Vacelet J.* La place de spongiaires dans les systèmes trophiques marins // Biologie des spongiaires: Colloques Internat. du Centre National de la Recherche Scientifique. Actes 291. Paris, 1978. P. 259–270.

*van den Boorn S.H.J.M., van Bergen M.J., Vroon P.Z. et al.* Silicon isotope and trace element constraints on the origin of 3.5 Ga cherts: Implications for Early Archaean marine environments // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2010. Vol. 74, N 3. P. 1077–1103.

*Wang J.G., Chen D.Z., Wang D. et al.* Petrology and geochemistry of chert on the marginal zone of Yangtze Platform, western Hunan, South China, during the Ediacaran–Cambrian transition // Sedimentology. 2012. Vol. 59. P. 809–829.

*Warburton F.* Influence of currents on form of sponges // Science. 1960. Vol. 132. P. 89.

*Zhang H., Fan H., Wen H. et al.* Oceanic chemistry recorded by cherts during the early Cambrian Explosion, South China // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2020. Vol. 109961. DOI: 10.1016/j.palaeo.2020.109961

*Zhou X., Chen D., Zhang L. et al.* Silica — rich seawater in the early Cambrian: Sedimentological evidence from bedded cherts // Terra Nova. 2021. Vol. 33, N 5. P. 494–501. DOI: 10.1111/ter.12541.

Статья поступила в редакцию 20.10.2022,  
одобрена после рецензирования 26.10.2022,  
принята к публикации 26.01.2023

УДК 552.31

## ПЕТРОГРАФИЯ ВУЛКАНО-ЭДАФОГЕННОГО ГРУБООБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ИЗ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА ВИМА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)

**Дмитрий Михайлович Коршунов<sup>1</sup>✉, Ивар Оскарович Мурдмаа<sup>2</sup>,  
Василий Дмитриевич Щербаков<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; dmit0korsh@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-8500-7193>

<sup>2</sup> Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия; murdmaa@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vasiliiy7@gmail.com

**Аннотация.** Изучен вулкано-эдафогенный материал, поднятый дночертателем в 53-м рейсе НИС «Академик Иоффе» с глубины 4685 м в районе трансформного разлома Вима. Рассмотрены минералогия и химический состав магматических образований. Сделана попытка первичного приближенного моделирования некоторых условий образований этого материала. Выяснена гидрогенная природа железомарганцевых корок, обнаруженных в обломках магматических образований. Проанализирована связь образования вулкано-эдафогенного материала с действием придонных океанических течений.

**Ключевые слова:** трансформный разлом Вима, петрография, магматизм, гравитационно-обломочный поток, придонные течения

**Для цитирования:** Коршунов Д.М., Мурдмаа И.О., Щербаков В.Д. Петрография вулкано-эдафогенного грубообломочного материала из трансформного разлома Вима (Центральная Атлантика) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 83–87.

## PETROLOGY OF VOLCANIC-EDAPHOGENIC COARSE CLASTIC MATERIAL FROM THE WIMA TRANSFORM FAULT, CENTRAL ATLANTIC

**Dmitriy M. Korshunov<sup>1</sup>✉, Ivar O. Murdmaa<sup>2</sup>, Vasiliy D. Shcherbakov<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; dmit0korsh@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-8500-7193>

<sup>2</sup> Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia; murdmaa@mail.ru

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vasiliiy7@gmail.com

**Abstract.** Volcano-edaphogenic material was studied, which was raised by a grab sampler during cruise 53 of the R/V Akademik Ioffe from the water depth of 4685 m in the area of the Vima transform fault. Mineralogy and the distribution of chemical elements between the minerals of magmatic origin are considered. An attempt was made to roughly estimate the crystallization temperature of aphyric basalts. The hydrogenic nature of ferromanganese crusts covering the fragments of magmatic origin is has been clarified. The relationship between the formation of volcano-edaphogenic material and bottom ocean currents is analyzed.

**Key words:** Vima Transform Fault, petrography, magmatism, gravity-clastic flow, bottom currents

**For citation:** Korshunov D.M., Murdmaa I.O., Sherbakov V.D. Petrology of volcanic-edaphogenic coarse clastic material from the Wima transform fault, central Atlantic. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 83–87. (In Russ.).

**Введение.** Трансформный разлом Вима — один из самых крупных разломов Центральной Атлантики. Он протягивается вдоль 11° с. ш. более чем на 500 км и смещает ось спрединга Срединно-Атлантического хребта (САХ) на 320 км, образуя соответствующий тектонически активный отрезок между двумя рифтами — западным на севере и восточным на юге от него. Геоморфологически зона разлома выражена широкой трансформной долиной, борта которой представляют собой сложнопостроенные трансформные хребты. В настоящее время южный борт сравнительно хорошо изучен в результате многочисленных драгировок. Здесь предполагается обнажение последовательности пород верхней части океанической литосферы [Викентьев и др., 2000;

Пущаровский, 2004]. Гораздо меньше известно о геологическом строении северного борта.

**Материалы и методы исследований.** В 53-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (АИ-53) дночертателем было поднято 26 образцов базальтов и долеритов с подножия северного борта трансформной долины Вима на ст. АИ-3674 (рис. 1) с глубины 4685 м (10°48.62' с. ш. 40°58.03' з. д. [Иванова и др., 2018]). Часть поднятых образцов лежала на поверхности коричневых глинисто-известковых илов, которые, вероятно, были вынесены гравитационным обломочным потоком с соседнего с разломом северного хребта. По раковинам планктонных фораминифер в осадках методом ускорительной масс-спектрометрии [Иванова и др., 2018] удалось

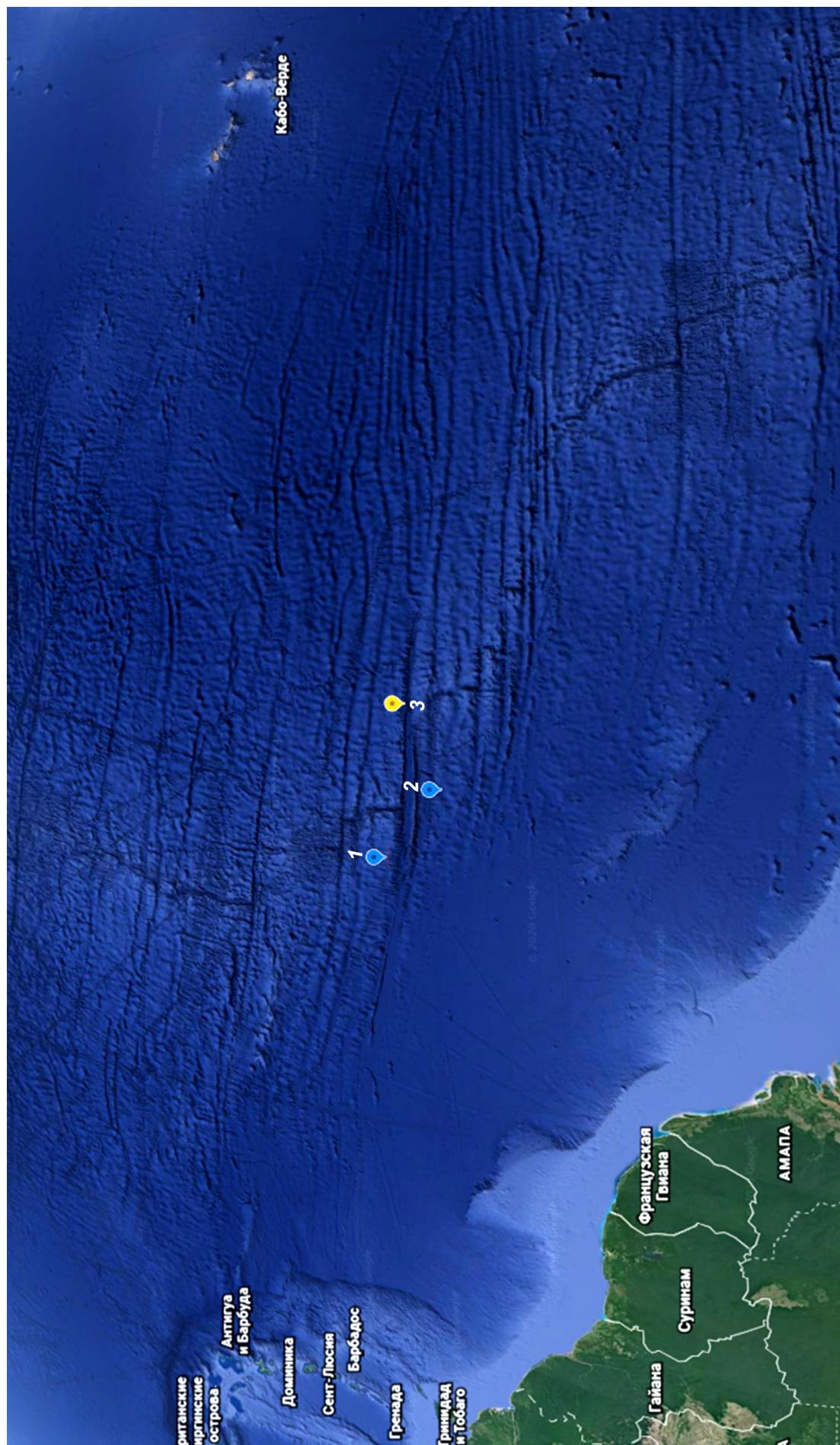


Рис. 1. Точки отбора проб, синие — АИ-53, желтая — точка отбора проб, участвующая в исследовании [Yang et al., 2018]

определить, что осадок имеет голоценовый возраст. Однако обнаруженная примесь переотложенных неогеновых видов свидетельствует о присутствии обнажений более древних биогенных осадков на пути потока. Это указывает на поступление вулканогенно-эдафогенного материала со сдвигнутой на запад ветви спредингового рифта с неогеновой новообразованной океанической корой на северном хребте в рассматриваемом районе. Дночертательная проба отобрана, вероятно, на юге от активного отрезка трансформного разлома, близко (около 5 км) к современной оси спрединга, где кора образована в четвертичное время.

Поднятые обломки имеют размеры от 1 до 25 см. Практически все образцы покрыты железомарганцевыми корками толщиной до 1,5 мм (средняя толщина корки 0,5 мм). Для всех образцов были изучены шлифы в оптической лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Рентгеноспектральный микроанализ выполнен в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на РЭМ Jeol JSM-6480 с ЭДС-детектором Oxford X<sup>max</sup>. Валовый химический состав определен в Институте океанологии имени П.П. Ширшова РАН с помощью портативного РФА спектрометра Olympus Vanta серии C.

**Результаты исследований и их обсуждение.** Петрографические образцы представлены долеритами и базальтами. Долериты сложены клинопироксеном (авгит и пижонит, Mg# 65–75 мол.-%), основным плагиоклазом (An72–89), полностью замещенным оливином. Рудные минералы представлены магнетитом, хромитом, ильменитом, часто наблюдаются каймы ильменита по хромиту, а также каймы магнетита по ильмениту. В качестве акцессорного минерала присутствует апатит. В единственном случае в железомарганцевой корке обнаружен циркон. Базальты представлены несколькими разновидностями. Среди них встречаются плагиобазальты, афировые базальты, а также базальты со сферолитоподобной текстурой. Особый интерес для изучения представляют афировые базальты, где обнаружены неизмененные оливины и вулканические стекла.

Базальты существенно афировые, редкие вкрапленники сложены частично серпентинизированным оливином (размер 0,3–0,5 мм) и хромшпинелидом (до 0,2 мм). В некоторых кристаллах оливина наблюдаются расплавные включения овальной формы размером до 125 мкм. В основной массе присутствуют футляровидные микролиты плагиоклаза типа ласточкин хвост. Вулканическое стекло основной массы девитрифицировано и замещено палагонитовым агрегатом (рис. 2). Исключение составляет один образец, в центральной части которого сохранилось базальтовое вулканическое стекло.

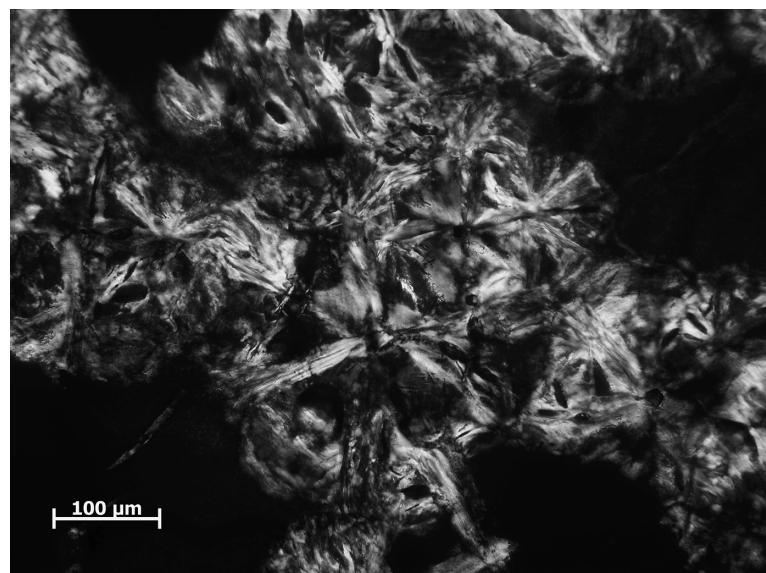


Рис. 2. Вторичные изменения по оливину

Вкрапленники оливина имеют состав Fo 84,5–85,1. Вулканическое стекло гомогенное, характеризуется следующим составом: SiO<sub>2</sub> 49,4±0,6 (здесь и далее 2σ) масс.%, MgO 8,2±0,2 масс.%, K<sub>2</sub>O 0,08±0,03 масс.%.

Образцы собраны у подножия северного борта. Определенный интерес вызывает их источник, который можно определить косвенно по химическому составу стекол в афировых базальтах.

Результаты микрозондового исследования стекол этих образцов сравнивали с другими опубликованными данными, в частности, в работе [Yang et al., 2018] представлены результаты изучения базальтовых стекол из трансформных разломов Атлантического океана, в том числе из зоны Вима. Несмотря на большое расстояние между точками отбора образцов, отобранных в 53-м рейсе НИС «Академик Иоффе» и описанных в указанной статье (480 км, рис. 1), изученные нами образцы демонстрируют схожий состав стекол с базальтами, отобранными севернее разлома Вима (рис. 3), что косвенно свидетельствует о их принадлежности именно к коренным обнажениям северного склона трансформной долины и дальнейшему их переносу в результате гравитационного воздействия или придонных океанических течений.

По результатам валового химического анализа базальты и долериты отличаются по содержанию магния, железа, а также титана. Из-за особенностей измерения портативным спектрометром магний и другие легкие элементы определяются со значительной ошибкой, валовый химический состав можно использовать лишь в качестве относительного сравнения химического состава образцов между собой и их разделения на петрогохимические группы. По соотношению Mg/Si и Mg/Ti все исследованные образцы относятся к разным по глубинности образования группам и демонстрируют некую последовательность по увеличению содержания Mg от афировых базальтов к долеритам.

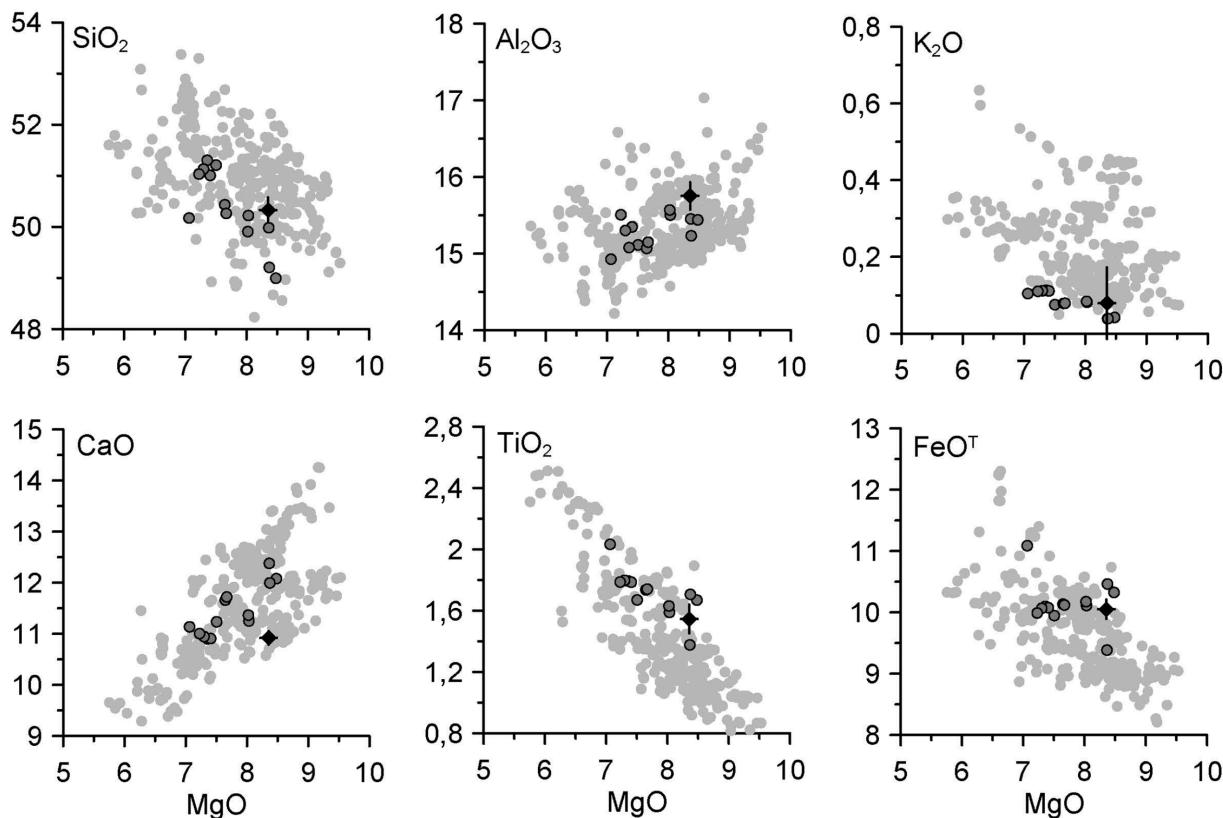


Рис. 3. Химический состав базальтовых стекол. Серое без обводки — по данным [Yang et al., 2018], темно-серые кружки — результаты исследования образцов, собранных АИ-53, черные кружки —  $2\sigma$

Один образец, в котором обнаружены неизмененные оливины и хромиты, оценивался с точки зрения температуры кристаллизации. Приблизительная оценка начальной температуры кристаллизации магмы по оливин-шпинелевому равновесию Балхауса [Ballhaus, 1991] составляла около 1100 °C при задаваемом давлении в 100 МПа. В научной литературе есть работы, посвященные таким оценкам. Согласно данным Т. Фалуна и Д. Грина [Falloon et al., 2007] температура кристаллизации габброидов из зоны Вима составляет 1267 °C. Таким образом, температура начала кристаллизации изверженных пород с северного склона, по нашей оценке, согласуется с общей оценкой кристаллизации глубинных пород.

Описанные в обломках вулканические породы могли сноситься в точку отбора из разных естественных выходов, но относятся они к одной магматической системе аналогично тому, как это показано для структур, описанных в более южном районе разломной зоны Сьерра-Леоне [Пейве и др., 2003].

Данные изучения железомарганцевых корок всех поднятых образцов показали, что они имеют типичные колломорфные сферолитоподобные структуры, размер которых 0,1–0,8 мм. А.В. Дубинин с соавторами [2008] показал, что соотношение Mn/Fe, близкое к единице, демонстрирует гидрогенную природу железомарганцевых корок. Согласно нашим исследованиям химического состава, отношение Mn/Fe в них варьирует от 0,75 до 1, что

свидетельствует именно о гидрогенной природе их образования. Такие корки формируются вследствие воздействия придонных течений, обтекающих обломки пород. В пользу этого также говорит и то, что в дночерпателье отмытые обломки лежали на поверхности глинистого осадка. Следовательно, описанные выше образцы могли перемещаться не только гравитационным путем, но и вовлекаться в придонные течения.

**Заключение.** Грубобломочный вулканогенно-эдафогенный материал был, по-видимому, частично образован при тектоническом дроблении вулканических пород северного хребта, в разной степени измененных в результате гидротермальной деятельности и гальмиroliza, в активном отрезке трансформного разлома. Возможна и первичная дезинтеграция лавы в момент излияния. Гравитационно неустойчивые скопления обломочного материала, смешанные с глинисто-известковыми пелагическими осадками, устремлялись вниз по склону северного хребта по подводному каньону в виде обломочного потока, формируя конус выноса на подножии склона в голоценовое время, откуда и была получена описанная в статье дночерпательная проба.

Обнаруженные в дночерпателье обломки пород на поверхности осадка в отмытом от вмещающего осадка виде свидетельствуют о прохождении над гравититом сильного придонного течения, что подтверждено прямыми измерениями скорости

течения [Демидов и др., 2007]. Омывание обломков придонным течением объясняет обратстание их тонкой гидрогенной железомарганцевой коркой. Сохранные неизмененные обломки базальтов со свежим вулканическим стеклом позволяют в буду-

щем характеризовать их геохимическую специфику и условия образования.

**Финансирование.** Исследования выполнены по проекту РНФ (№ 18-17-00227).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Викентьев И.В., Бонатти Э., Пейве А.А. Рудная минерализация в нормальном разрезе океанической коры (разломная зона Вима, 10°45' с. ш. САХ) // Докл. РАН. 2000. Т. 375, № 4. С. 500–503.

Демидов А.Н., Добролюбов С.А., Морозов Е.Г. и др. Перенос придонных вод через разлом Вима Срединно-Атлантического хребта // Докл. РАН. 2007. Т. 416, № 3. С. 395–399.

Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Гавриленко Г.М. и др. Геохимия и проблемы генезиса железомарганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана // Геохимия. 2008. №. 12. С. 1280–1303.

Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г. и др. Изучение латеральной седиментации в Западной Атлантике в 53-м рейсе научно-исследовательского судна «Академик Иоффе» // Океанология. 2018. Т. 58, № 6. С. 1001–1003. DOI: 10.1134/S0030157418060072.

Пущаровский Ю.М. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и древних бассейнов. М.: Наука, 2004. С. 38–41 (Тр. ГИН РАН; вып. 560).

Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. Vol. 107, N 1. P. 27–40.

Falloon T., Green D., Danyushevsky L. Crystallization temperatures of tholeiite parental liquids: implications for the existence of thermally driven mantle plumes // Plates, Plumes, and Planetary Processes. 2007. Vol. 430. 1000 p.

Yang S., Humayun M., Salter M. Elemental systematics in MORB glasses from the Mid-Atlantic Ridge // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2018. Vol. 19. P. 4236–4259.

Статья поступила в редакцию 23.10.2019,  
одобрена после рецензирования 02.11.2022,  
принята к публикации 26.01.2023

УДК 550.34.06

# ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ПРОТОКРАТОНА САРМАТИЯ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИЙ СТАНЦИИ «АЛЕКСАНДРОВКА» МЕТОДОМ ПРОДОЛЬНЫХ ФУНКЦИЙ ПРИЕМНИКА

**Андрей Георгиевич Гоев<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Институт динамики геосфер имени М.А. Садовского РАН, Москва, Россия;  
andr.goev@gmail.ru <http://orcid.org/0000-0001-9477-5963>

**Аннотация.** Построен скоростной разрез до глубины около 250 км восточной окраины протократона Сарматия (Восточно-Европейская платформа) на основе Р-функций приемника (PRF). В качестве исходных данных использованы сейсмограммы новой широкополосной станции «Александровка». В разрезе выявлены основные сейсмические границы, а также показано наличие среднелитосферной неоднородности в верхней мантии (MLD).

**Ключевые слова:** Восточно-Европейская платформа, Сарматия, приемные функции, сейсмология, по-перечные волны, PRF, MLD

**Для цитирования:** Гоев А.Г. Первые результаты моделирования глубинного скоростного строения восточной окраины протократона Сарматия по данным сейсмической станции «Александровка» методом продольных функций приемника // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 88–94.

## DEEP VELOCITY STRUCTURE OF THE EASTERN MARGIN OF THE SARMATIAN PROTOCRATON BASED ON THE «ALEKSANDROVKA» SEISMIC STATION DATA FROM THE RECEIVER FUNCTION TECHNIQUE

**Andrey G. Goev<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics RAS, Moscow, Russia;  
andr.goev@gmail.ru, <http://orcid.org/0000-0001-9477-5963>

**Abstract.** A velocity section was obtained to a depth of about 250 km on the eastern margin of the Sarmatia protocraton (East-European Craton) based on P receiver functions (PRF). Seismograms of the new broadband station «Aleksandrovka» were used as initial data. The section reveals the main seismic boundaries, and also shows the presence of mid-lithospheric discontinuity in the upper mantle (MLD).

**Key words:** East European craton, Sarmatia, receiver functions, seismology, shear waves, MLD

**For citation:** Goev A.G. Deep velocity structure of the eastern margin of the Sarmatian protocraton based on the «Aleksandrovka» seismic station data from the receiver function technique. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 88–94. (In Russ.).

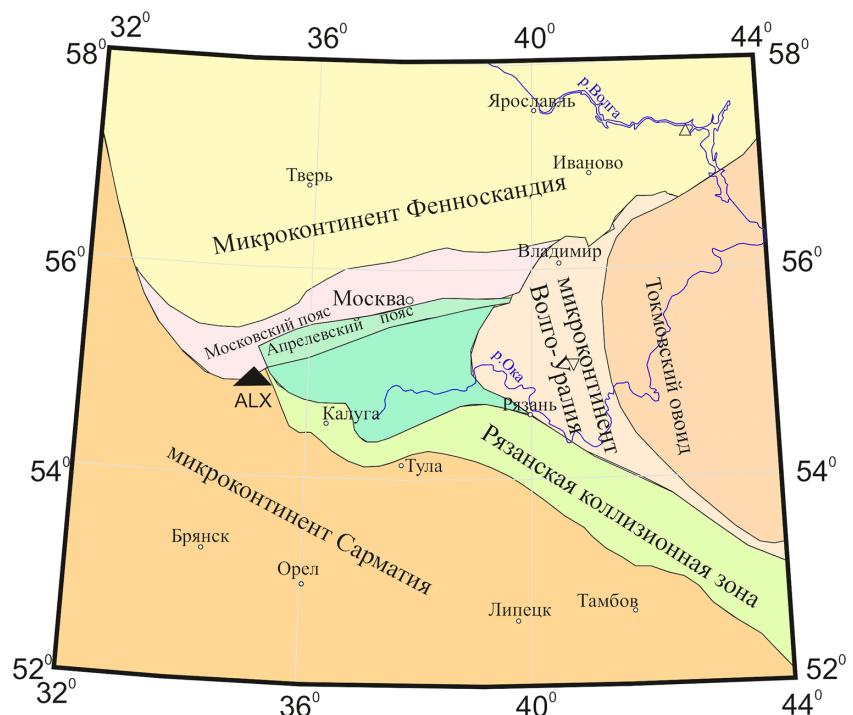
**Введение.** Знания о глубинном строении Земли в целом или отдельного региона чрезвычайно важны для понимания процессов, происходящих в земных недрах. На их основе проводится геодинамическое и тектоническое моделирование, формируются представления о вещественном составе коры и мантии.

Центральная часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП) — место соединения в единый континент трех архейских протократонов (мегаблоков) — Фенноскандии, Волго-Уралли и Сарматии (рис. 1). Поэтому знания о ее глубинном строении могут быть важны с точки зрения понимания особенностей эволюции Земли. Определяющую роль при решении этой задачи играют косвенные геофизические методы, преимущественно сейсмологические. К настоящему моменту известно множество методов исследования, использующих в качестве источника возбуждения как естественные процессы

(землетрясения), так и искусственные (химические и ядерные взрывы). Каждый используемый тип источника имеет свои преимущества и недостатки. При применении искусственных источников хорошо известны их параметры, однако для достижения значений энергии, необходимых для проникновения возбуждаемых волн достаточно глубоко (например, в верхнюю мантию), необходимо использовать очень мощные взрывы (такие, как ядерные), что невозможно из-за густонаселенности территории. Для получения детальных глубинных скоростных разрезов на основе использования пассивных источников возбуждения необходима разветвленная сеть сейсмических станций, отсутствующая в центральной части ВЕП из-за ее асейсмичности.

Практически единственный сейсмологический метод, позволяющий получить глубинные скоростные разрезы с высокой вертикальной разрешающей

Рис. 1. Тектоническая схема центральной части Восточно-Европейской платформы, по [Минц и др., 2010]. Чёрным треугольником отмечена сейсмическая станция «Александровка» (ALX)



способностью по данным одиночных широкополосных сейсмических станций, — метод функций приемника. Метод основан на использовании обменных волн, формирующихся в непосредственной близости от станции при прохождении через среду волн от телесейсмических событий. Впервые предложенный в 1977 г. [Vinnik et al., 1977], он получил широкое распространение и сейчас используется практически повсеместно при решении задач восстановления глубинного строения.

**Регион исследования и регистрирующая аппаратура.** Регион исследования — место древней коллизии древних архейских протократонов (мегаблоков) Фенноскандия и Сарматия. Ряд исследователей (например, [Claesson et al., 2001]) изучаемый район относят к Осницко-Микашевичскому вулканическому поясу, сложенному преимущественно диоритами и габбро, и рассматривают как активную северо-западную окраину мегаблока Сарматия. Эта геологическая структура, в свою очередь, состоит из нескольких архейских провинций с различным геологическим возрастом: от 3,5 до 2,7 млрд лет [Bogdanova et al., 2016].

С геологической точки зрения исследуемый район расположен в переходной зоне от Московской синеклизы к Воронежской антеклизе (Калужско-Бельской структурной зоне), на оси Западно-Двинско-Калужского подвижного пояса [Геологический..., 2007], охватывающего территорию Тульской, Калужской и существенной части Смоленской областей, и находится в вытянутой зоне шириной около 20–30 км с северо-западным простиранием.

В качестве исходных данных в работе использованы сейсмограммы телесейсмических событий, зарегистрированных широкополосной станцией «Александровка» (ALX). Она расположена на полигоне геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на территории национального парка «Угра» в Юхновском районе Калужской области (координаты станции 54,89° с. ш., 35,01° в. д.). Станция укомплектована широкополосным датчиком Guralp 6TD с максимальным периодом регистрации сейсмических сигналов 30 с и регистратором RefTek 130. Аппаратура установлена в геофизической немагнитной обсерватории на территории базы и в удалении от жилых объектов (рис. 2).

Рис. 2. Место установки сейсмической станции. Слева — немагнитный павильон, справа — постаменты для установки оборудования



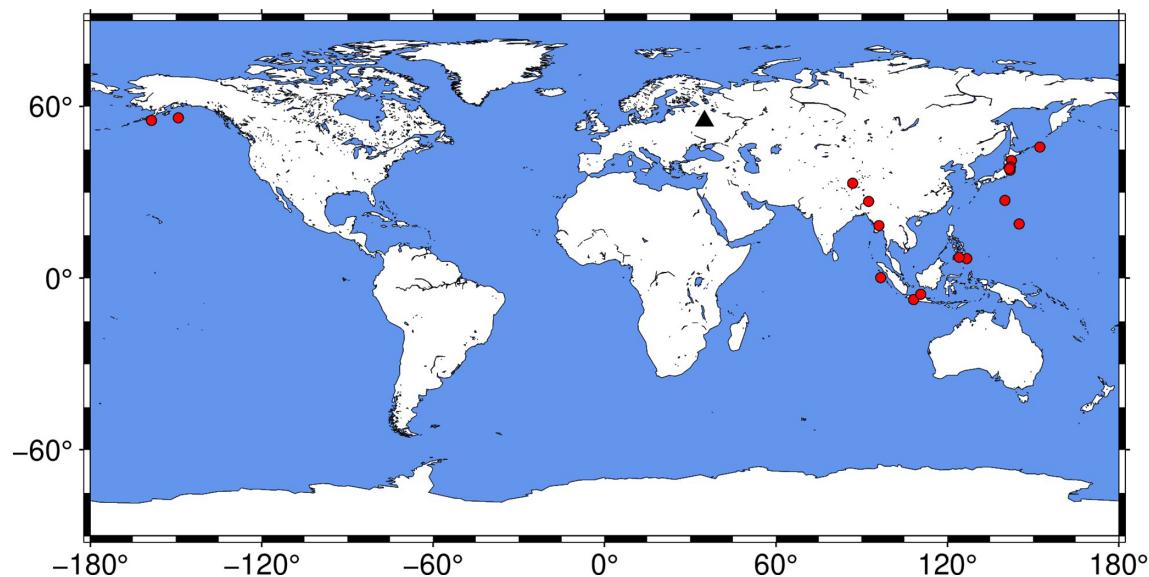


Рис. 3. Карта распределения эпицентров событий, отобранных для обработки (красные круги).  
Черным треугольником отмечено положение станции ALX

**Материалы и методы исследований.** Как уже отмечалось, имея в распоряжении записи одиночной сейсмической станции, практически единственный способ получить достоверный глубинный скоростной разрез — применение метода функций приемника. Метод обычно разделяют на две составляющие по типам используемых обменных фаз — Р-функция приемника (или PRF) использует обменные и кратные волны  $P-S$  ( $P_s$ ) и, соответственно, S-функция приемника (или SRF), использующая обменные и кратные волны  $S-P$  ( $S_p$ ). Автор использовал только PRF из-за недостаточного на данный момент количества зарегистрированных событий, пригодных для расчета SRF.

Для получения индивидуальных функций приемника использован подход, многократно апробированный и детально описанный в литературе (например, в [Vinnik, 1977]). Поэтому кратко остановимся только на наиболее важных аспектах методики. В первую очередь сейсмические события отбираются в соответствии с эпицентральными расстояниями. Для PRF источники возбуждений должны находиться в диапазоне эпицентральных расстояний  $40\text{--}100^\circ$ . Такие удаления обеспечивают, с одной стороны, достаточную глубину проникновения сейсмических волн для исследования верхней мантии, а с другой — позволяют избежать зоны тени. Для получения параметров анализируемых событий (а именно времени в очаге, глубины и координат) использован каталог CMT (Global Centroid Moment Tensor Catalog) [Dziewonski et al., 1981; Ekstrom et al., 2012]. Также эмпирически установлено, что события с магнитудой  $<5,5$  чрезвычайно редко пригодны для обработки, потому их не использовали. Для дальнейшего анализа отобраны события с импульсной формой колебания первой падающей продольной волны и высоким ( $>3$ ) отношением сигнал/шум. Для получения индивидуальных функций приемника к

отобранным событиям применен набор стандартных процедур, включающий в себя переход в лучевую систему координат, деконволюцию и частотную фильтрацию.

Проанализированы телесейсмические события, зарегистрированные сейсмической станцией ALX с декабря 2017 по июнь 2021 г. В непрерывном ряду данных наблюдаются значительные пропуски, доходящие до полугода. По этой причине после применения описанных выше процедур удалось отобрать только 17 индивидуальных PRF. Распределение эпицентров, отобранных для обработки событий, приведено на рис. 3.

**Результаты исследований и их обсуждение.** К важным преимуществам метода PRF относится возможность оценить особенности зоны фазовых переходов, находящейся на глубине 410 и 660 км. Эти границы отвечают фазовым трансформациям оливина в вадслеит и рингвудита в бриджманит [Ringwood, 1991]. Каждый из этих переходов сопровождается скачкообразным повышением значений скорости объемных волн, поэтому на границах зон фазовых переходов формируются обменные волны с относительно большой амплитудой (2–4% от амплитуды продольной волны). Чтобы выявить интересующие обменные фазы, наблюденные PRF были приведены к одному эпицентральному расстоянию ( $67^\circ$ ) и суммированы с поправками за глубину конверсии (построен стек). Стек приведен на рис. 4.

Несмотря на относительно небольшое число наблюденных трасс, на стеке отчетливо прослеживаются обменные волны P410s и P660s, причем максимумы амплитуды наблюдаются на суммометрасах, отвечающих целевым значениям глубины 410 и 660 км. Наблюденные времена вступления P410s и P660s составляют 42,1 и 66,9 с (за 0 принято время вступления первой продольной волны) соответ-

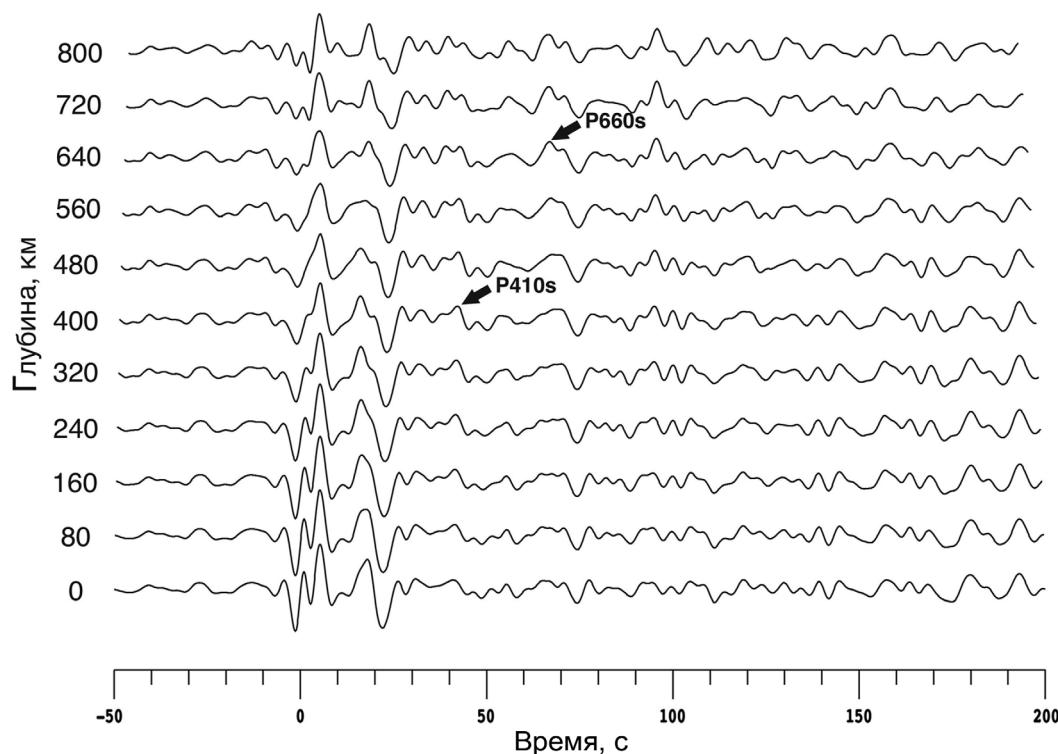


Рис. 4. Суммарные PRF для различных пробных глубин. Хорошо выявляются обменные волны от границ зоны фазовых переходов 410 и 660 км. Обменные волны, сформировавшиеся на этих границах, указаны стрелками

ственно. Согласно стандартной скоростной модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991] ожидаемые времена вступления обменных волн составляют 44 и 67,9 с. На основании того, что каждая из анализируемых фаз наблюдается на стеке раньше стандартных значений, можно сделать вывод о средних повышенных значениях скорости сейсмических волн в верхней мантии.

Для восстановления глубинного скоростного разреза был использован алгоритм, предложенный в [Алешин, 2021]. В его основе лежит метод Левенберга–Марквардта [Press et al., 2007]. Прямая задача решалась с использованием матричного алгоритма Томсона–Хаскелла [Haskell, 1962]. Для получения скоростных моделей генерировано 40 000 случайных пробных моделей. Они состояли из 13 слоев, свободными параметрами для которых были значения скорости поперечных волн и отношение скорости продольных и поперечных волн, а также мощность каждого слоя. Для стабилизации инверсии скорость на глубине 250 км фиксировалась на значениях согласно IASP91. Дополнительными инвертируемыми параметрами, наряду с PRF, были невязки времен пробега фаз 410 и 660 км в верхней мантии для продольных и поперечных волн относительно модели IASP91 ( $\Delta t_p$  и  $\Delta t_s$ ). Эти параметры рассчитывали по методике, приведенной в [Vinnik et al., 2016]. Для получения окончательного распределения пространство параметров модели было разбито на ячейки. Окончательное решение представлено как область сгущения минимизированных случайных исходных моделей, синтетические PRF от которых лучше всего соответствовали наблюденным данным. Для получения окончательного решения из всего набора минимизированных начальных моделей

отобрано около 1%, синтетические PRF от которых наилучшим образом отвечают наблюдениям. Полученные апостериорные функции распределения визуализировали с использованием цветовой палитры. Выделяли те ячейки, через которые прошло наибольшее количество отобранных минимизированных пробных моделей (рис. 5). Итоговой моделью считаются медианные значения по выборке.

В модели выявлен ряд особенностей. Верхняя часть коры (рис. 5, б) до глубины 13 км характеризуется стабильными значениями скорости  $V_s = 3,6$  км/с, ниже по разрезу в диапазоне глубины 13–27 км наблюдается повышение скорости поперечных волн до 3,8–3,9 км/с с последующим их уменьшением до 3,7 км/с. На глубине 34–42 км наблюдается градиентный рост  $V_s$  с 3,7 до 4,2 км/с, который завершается резким скачком скорости до 4,6 км/с, маркирующим границу Мохо. Наиболее значимая особенность скоростного строения верхней мантии — выраженный слой пониженных значений скорости  $V_s$  на глубине 130–180 км.

В первую очередь обращает на себя внимание тот факт, что средние значения сейсмической скорости в полученном скоростном разрезе повышенны относительно стандартной модели IASP91 (рис. 5). Этот результат не противоречит аналогичным оценкам, полученным по данным сейсмического шума для основных глубинных структур ВЕП, усредненных по площади размером  $6 \times 6^\circ$  [Королева и др., 2010]. Следует также заметить, что оценки средних значений скорости  $V_p$  в верхней мантии проводились по комплексу геофизических данных с использованием мировой сети [Artemieva, 2009]. Для центральной части ВЕП отмечена повышенная скорость поперечных волн (около 6–7% от модели

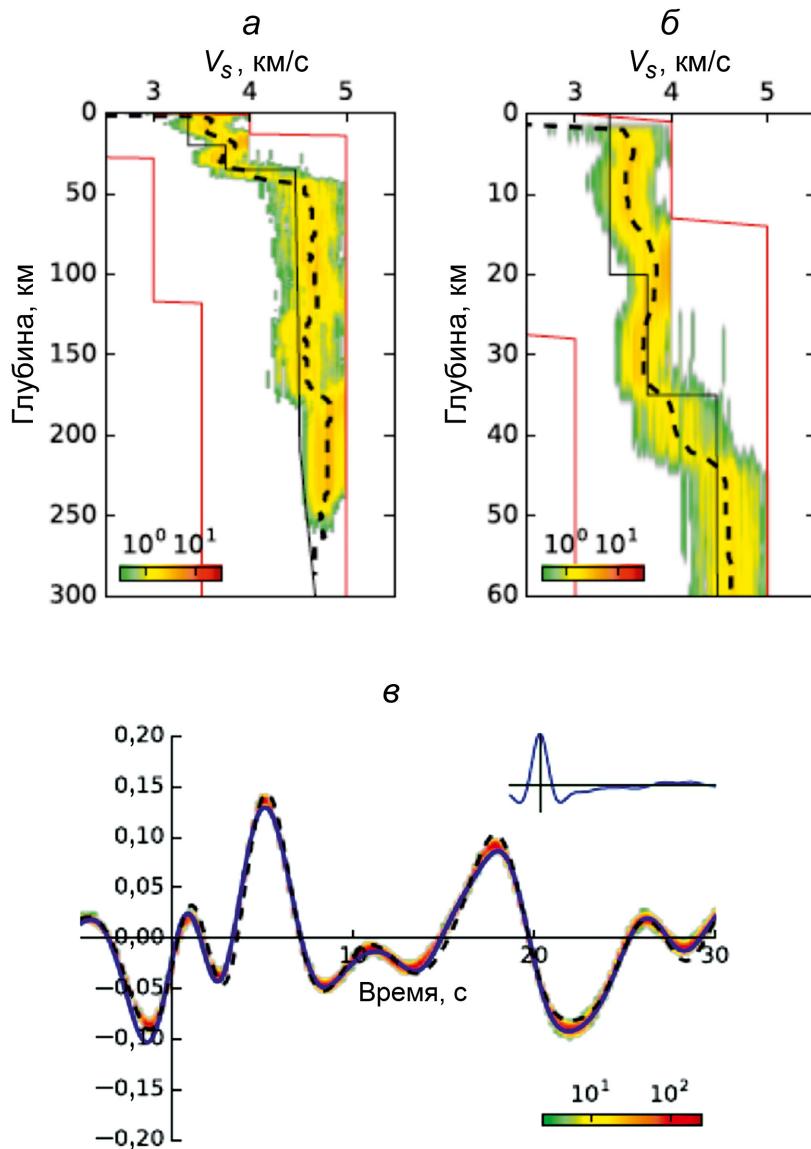


Рис. 5. Скоростная модель поперечных волн для станции ALX (а), она же, более подробно предстаивающая кору и границу Мохо (б). Цветом показаны поля сгущения индивидуальных минимизированных случайных моделей. Пунктирными линиями показаны медианные модели. Красные линии — границы формирования случайных начальных моделей, черные линии — модель IASP91. Наблюденная PRF показана синей сплошной линией. Синтетическая PRF от медианной модели показана штриховой линией (в)

IASP91). Более высокие оценки повышения скорости, приведенные в цитируемой работе, могут быть связаны как с отсутствием детальных сведений о регионе, так и со способами определения скорости (на основе методов сейсмомагнитографии и данных о тепловом потоке).

Глубина залегания основных сейсмических границ, в том числе границы Мохо, для территории центральной части ВЕП известна на основе интерполяции данных. Единственный профиль глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), отработанный на этой территории и имеющий глубинность исследования, превышающую мощность земной коры (профиль Калуга–Наро–Фоминск [Линькова и др., 1984]), проходит на значительном расстоянии от сейсмической станции ALX. В отчете Центра ГЕОН [Костюченко и др., 2001] приведена обобщенная карта залегания границы Мохо для центральной части ВЕП (рис. 6). Согласно этой карте глубина залегания коромантийского перехода составляет около 42 км, что согласуется с приведенными в представленной работе оценками.

Наиболее яркая особенность строения верхней мантии изучаемого региона — наличие слоя пониженной скорости относительно ее средних значений, полученных в модели. Кровля и подошва этого слоя определены на глубине 130 и 180 км соответственно. Выявленная скоростная аномалия — среднелитосферная неоднородность (или MLD, mid-lithospheric discontinuity). Она обнаружена практически повсеместно под древними кратонами на глубине около 100 км [Thybo, Perchuc, 1997]. Ее характеристики, такие, как глубина залегания кровли, а также мощность, отличаются для различных тектонических структур и, по всей видимости, зависят от условий их формирования [Sun et al., 2008; Rychert, Shearer, 2009]. В частности, для территории центральной части ВЕП наличие MLD установлено на глубине 140–180 км для Волго–Уральского мегаблока [Гоев и др., 2018], а также на глубине около 100–150 км для коллизионной зоны сочленения мегаблоков Фенноскандия, Волго–Урал и Сарматия с вариациями глубины залегания кровли этого слоя от 70 до 100 км [Санина и др., 2014; Гоев и др., 2021].

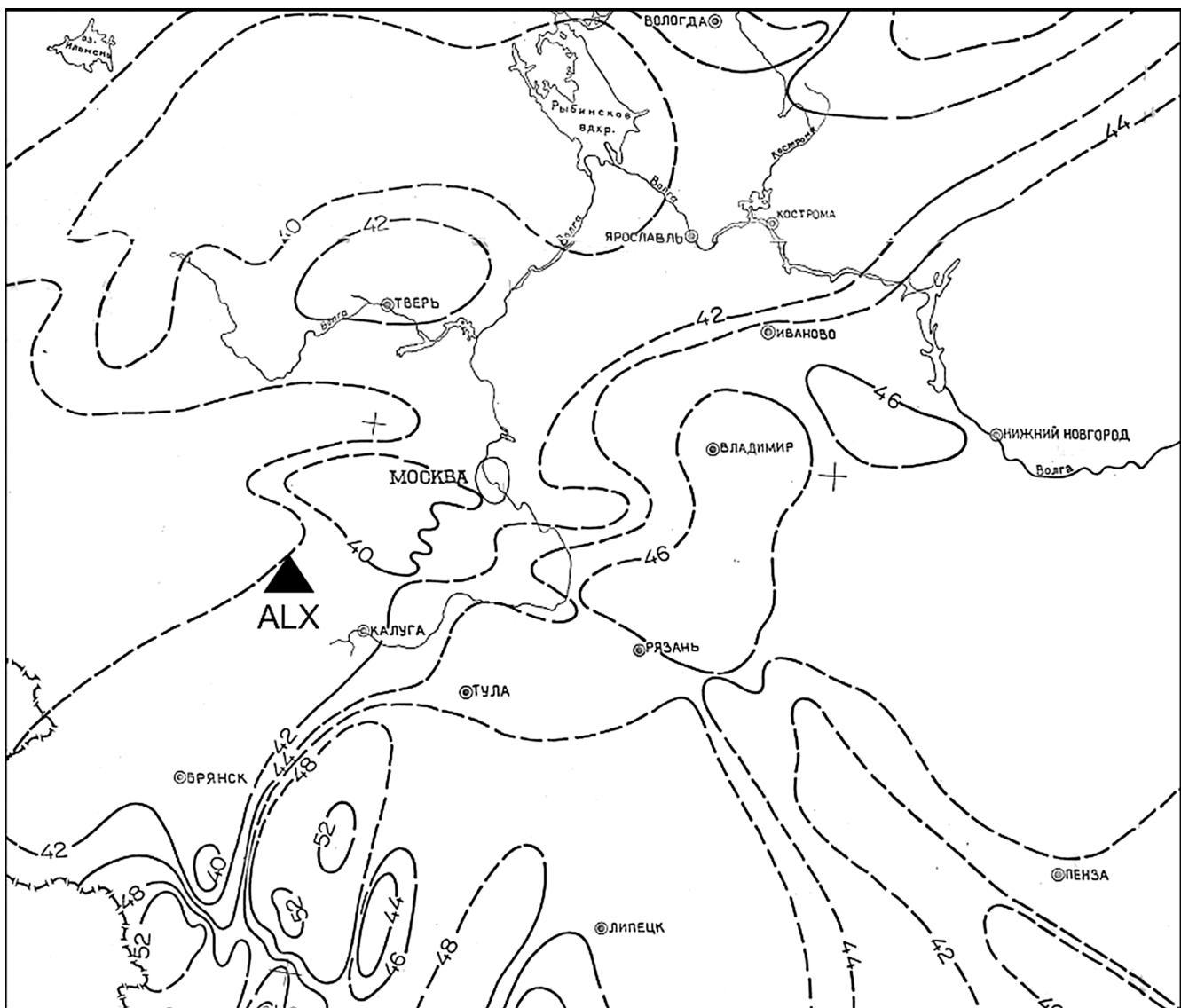


Рис. 6. Карта залегания границы Мохо для центральной части ВЕП [Костюченко и др., 2001]. Черным треугольником показано место установки сейсмостанции ALX

Важно отметить, что определенные в представленной работе оценки глубины залегания MLD, полученные на основе только PRF, не могут быть окончательными, так как на основе синтетических испытаний показано, что обменные волны, формирующиеся на границе 180 км, регистрируются на сейсмограмме практически в то же время, что и однократные волны  $P_{pps}$  от границы Мохо (18–20 с от времени вступления первой  $P$ -волны), и могут быть интерпретированы неверно [Гоев и др., 2018]. Для получения окончательного результата необходимо продолжить накопление сейсмических данных, чтобы включить в анализ обменные волны  $S-P$  (SRF).

В настоящий момент нет единого мнения о природе формирования MLD. Среди высказываемых гипотез можно выделить следующие: реологическую расслоенность при температуре, близкой к точке солидуса [Thybo, 2006]; петрофизическую расслоенность в условиях либо частичного плавления вещества [Yuan, Romanowicz, 2010], либо в присут-

ствии базальтовых расплавов [Thybo, 2006; Rader et al., 2015]; изменение деформационных свойств с глубиной [Karato et al., 2015]. Ни одна из версий исчерпывающе не описывает все имеющиеся на настоящий момент сведения. Для создания удовлетворительной концепции необходимо получение новых данных о глубинном строении различных тектонических регионов.

**Заключение.** Проанализированы записи телесейсмических событий, зарегистрированные новой трехкомпонентной широкополосной сейсмической станцией «Александровка», расположенной на восточной окраине протократона Сарматия. Показано, что средние значения скорости объемных сейсмических волн в литосфере изучаемого региона повышенны относительно стандартной модели IASP91. С учетом того, что регион исследования находится в центре древней Восточно-Европейской платформы, такой результат можно считать закономерным с учетом аналогичных результатов, полученных для других платформ.

Скоростное строение земной коры в районе места установки станции не демонстрирует существенных аномалий. В средней коре выявлен слой повышенных значений скорости  $V_s$  на глубине 13–27 км. Коромантийный переход характеризуется резким скачком скорости на глубине около 42 км, что соотносится с известными оценками глубины залегания границы Мохо для этого региона.

В верхней мантии выявлен слой относительно пониженной скорости сейсмических волн на глубине 130–180 км, вероятно, маркирующий MLD. Слой пониженной скорости в верхней мантии в сопредельных областях уже выявлен в предыдущих работах автора, а также установлен для других

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алешин И.М. Построение решения обратной задачи по ансамблю моделей на примере инверсии приемных функций // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 63–66.

Геологический атлас Калужской области / Сост. В.С. Бобров. ПГП Калуга: «Притяжение», 2007. 70 с.

Гоев А.Г., Косарев Г.Л., Ризниченко О.Ю., Санина И.А. Скоростная модель западной части Волго-Уральи методом функции приемника // Физика Земли. 2018. № 6. С. 154–169.

Гоев А.Г., Санина И.А., Константиновская Н.Л. Особенности глубинного скоростного строения коллизионной зоны центральной части ВЕП по данным станций «Михнево» и «Обнинск» // Динамические процессы в геосферах. 2021. № 13. С. 81–89.

Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С. Скоростное строение верхней мантии Восточно-Европейской платформы по данным сейсмического шума // Физика Земли. 2010. № 10. С. 38–47.

Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н., Морозов А.Ф. и др. Составление структурно-геодинамической карты территории Восточно-Европейской платформы для целей магнитогидродинамического прогноза. М.: Центр ГЕОН, 2001. С. 136.

Линькова Т.М. и др. Результаты работ с аппаратурой Земля по профилю Калуга — Наро-Фоминск // Разведочная геофизика. 1984. Вып. 97. С. 25–31.

Минц М.В., Сулайманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые ранненедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. М.: Геокарт; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.; Т. 2. 400 с.

Санина И.А., Королев С.А., Косарев Г.Л., Ризниченко О.Ю. Строение литосферы в зоне сочленения мегаблоков Восточно-Европейской платформы по данным функции приемника // Докл. РАН. 2014. Т. 456, № 3. С. 338–341.

Artemieva I.M. The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data // Lithos. 2009. Vol. 109. P. 23–46.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. EU-ROPE|East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environ. Scie. Elsevier, 2016.

Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatschev R. Isotopic evidence of Paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics. 2001. Vol. 339, N 1–2. P. 1–18.

платформенных областей Земли. Несмотря на то что его наличие, по всей видимости, носит глобальный характер, глубина его залегания и скоростные особенности отличаются для разных регионов.

Необходимо также подчеркнуть, что полученные оценки скоростного строения верхней мантии предварительны. Необходимо продолжать накопление сейсмической информации для получения достаточного количества записей обменных волн S-P (SRF), включение которых в анализ позволит существенно повысить надежность результатов.

**Финансирование.** Работа выполнена по теме 122040400015-5 за счет средств федерального бюджета.

Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 2825–2852.

Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Phys. Earth Planet. Int. 2012. Vol. 200–201. P. 1–9.

Haskell N.A. Crustal reflection of plane P and SV waves // J. Geophys. Res. 1962. Vol. 67, N 12. P. 4751–4767.

Karato S.I., Olugboji T., Park J. Mechanisms and geologic significance of the mid-lithosphere discontinuity in the continents // Nature Geosci. 2015. Vol. 8. P. 509–514.

Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Int. 1991. Vol. 105. P. 429–465.

Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T., Flannery B.P. Numerical Recipes: 3rd ed. The Art of Scientific Computing. N.Y.: Cambridge University Press, 2007.

Rader E., Emry E., Schmerr N. et al. Characterization and Petrological Constraints of the Midlithospheric Discontinuity // Geochem. Geophys. Geosy. 2015. Vol. 16. P. 3484–3504.

Ringwood A.E. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1991. Vol. 55. P. 2083–2110.

Rychert C.A., Shearer P.M. A global view of the lithosphere–asthenosphere boundary // Science. 2009. Vol. 324. P. 495–498.

Sun W., Fu L.Y., Saygin E., Zhao L. Insights Into Layering in the Cratonic Lithosphere Beneath Western Australia // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2018. Vol. 123. P. 1405–1418.

Thybo H. The heterogeneous upper mantle low velocity zone // Tectonophysics. 2006. Vol. 4167. P. 53–79.

Thybo H., Perchuc E. The Seismic 8° discontinuity and partial melting in continental Mantle // Science. 1997. Vol. 275. P. 1626–1629.

Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle. // Physics of the Earth and Planetary Inter. 1977. Vol. 15. P. 39–45.

Vinnik L., Kozlovskaya E., Oreshin S. et al. The lithosphere LAB, LVZ and Lehmann discontinuity under central Fennoscandia from receiver functions // Tectonophysics. 2016. Vol. 667. P. 189–198.

Yuan H., Romanowicz B. Lithospheric layering in the North American craton // Nature. 2010. Vol. 466. P. 1063–1068.

УДК 550.348; 504.058

## ВОЗМОЖНЫЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ ТЕХНОГЕННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ СРЕДУ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ МАЛОАПЕРТУРНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ГРУППЫ «МИХНЕВО»

**Наталья Львовна Константиновская<sup>1✉</sup>, Андрей Георгиевич Гоев<sup>2</sup>,  
Татьяна Валерьевна Данилова<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Институт динамики геосфер имени М.А. Садовского РАН, Москва, Россия; konstnat@list.ru, <http://orcid.org/0000-0002-9701-5641>

<sup>2</sup> Институт динамики геосфер имени М.А. Садовского РАН, Москва, Россия; andr.goev@gmail.ru, <http://orcid.org/0000-0001-9477-5963>

<sup>3</sup> Институт динамики геосфер имени М.А. Садовского РАН, Москва, Россия; danilova.tv@bk.ru, <http://orcid.org/0000-0001-5260-8294>

**Аннотация.** Обобщены результаты многолетних наблюдений за природной и техногенной сейсмичностью на Восточно-Европейской платформе (ВЕП) по данным малоапертурной сейсмической группы (МСГ) «Михнево» ИДГ РАН. Показано, что на этой территории доминирует техногенная сейсмичность. Приведены описания волновых форм от взрывов на крупнейших карьерах Белгородской и Курской областей. Особое внимание уделено оценке энергии от взрывов, производимых на многочисленных сравнительно небольших карьерах, расположенных в центральной части ВЕП. Данна энергетическая оценка суммарного техногенного воздействия на среду. Показаны результаты регистрации и локации природно-тектонических событий, произошедших на территории центральной части ВЕП, ранее считавшейся асейсмичной. Отмечено отрицательное воздействие на территории, расположенные вблизи действующих карьеров, от образующихся пылегазовых выбросов при проведении буровзрывных и иных работ по добыче полезных ископаемых.

**Ключевые слова:** карьерные взрывы, техногенное воздействие, экологические последствия, волновые формы, распознавание событий

**Для цитирования:** Константиновская Н.Л., Гоев А.Г., Данилова Т.В. Возможные последствия техногенных сейсмических событий на геологическую среду центральной части Восточно-Европейской платформы по данным малоапертурной сейсмической группы «Михнево» // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 95–109.

## POSSIBLE CONSEQUENCES OF THE TECHNOGENIC SEISMIC IMPACT ON GEOLOGICAL ENVIRONMENT OF THE CENTRAL PART OF EAST EUROPEAN CRATON FROM THE SMALL-APERTURE SEISMIC GROUP «MIKHNEVO»

**Natalia L. Konstantinovskaya<sup>1✉</sup>, Andrey G. Goev<sup>2</sup>, Tatiana V. Danilova<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of RAS, Moscow, Russia; konstnat@list.ru, <http://orcid.org/0000-0002-9701-5641>

<sup>2</sup> Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of RAS, Moscow, Russia; andr.goev@gmail.ru, <http://orcid.org/0000-0001-9477-5963>

<sup>3</sup> Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of RAS, Moscow, Russia; danilova.tv@bk.ru, <http://orcid.org/0000-0001-5260-8294>

**Abstract.** The results of natural and man-made seismicity long-term observations on the Eastern European Platform (EEP) according to the data of the small-aperture seismic group (MSG) “Mikhnevo” IDG RAS are summarized. It is shown that technogenic seismicity is dominant in this area. Descriptions of wave forms from blasts at the largest quarries of the Belgorod and Kursk regions are given. Special attention to the assessment of energy from explosions produced at numerous relatively small quarries located in the central part of the EEP is paid. The energy assessment of the total technogenic impact on the environment is given. The results of registration and location of natural-tectonic events that occurred on the territory of the central part of the EEP, previously considered aseismic, are shown. The negative impact on the territories located near the existing quarries from the resulting dust and gas emissions during drilling and blasting and other mining operations was noted.

**Key words:** quarry blast, technogenic impact, environmental consequences, wave forms, event recognition

**For citation:** Konstantinovskaya N.L., Goev A.G., Danilova T.V. Possible consequenses of the technogenic seismic impact on geological environment of the central part of East European craton from the small-aperture seismic group «Mikhnevo». *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 95–109. (In Russ.).

**Введение.** Традиционно Восточно-Европейская платформа (ВЕП) считалась асейсмичной зоной, поэтому целенаправленные исследования, позволяющие выявлять слабую тектоническую активность, не проводились. Но возрастающий темп мирового экономического роста привел к качественным из-



Рис. 1. Массовый взрыв на карьере Лебединского ГОКа

менениям баланса взаимоотношений человека и природы в глобальном масштабе.

На ВЕП расположено множество объектов, весьма чувствительных к тектоническим движениям земной коры. Это действующие и строящиеся атомные электростанции, горнодобывающие комплексы, предприятия нефтегазовой промышленности, высотные здания, тунNELьные и высотные сооружения различного назначения и т. д.

Малоапертурная сейсмическая группа (МСГ) «Михнево» была установлена Институтом динамики геосфер РАН в 2004 г. для непрерывного мониторинга геодинамической активности ВЕП. Основной задачей группы были регистрация и локация слабых сейсмических событий с магнитудой  $M_L \geq 1,5$  для оценки природной и техногенной тектонической активности [Санина и др., 2008, 2009].

Более чем за 17 лет наблюдений собрана уникальная база волновых форм (так называемые портреты типовых записей взрывов от известных карьеров), что позволяет точно определить координаты событий и идентифицировать их, а также связать волновую форму с технологией взрывных работ.

**Материалы и методы исследования.** МСГ «Михнево» за год регистрирует около 1000 взрывов, производимых на более чем 40 промышленных карьерах, расположенных на расстоянии от 60 до 500 км. Многолетний опыт работы группы свидетельствует о том, что сейсмические сигналы от взрывных работ на карьерах регистрируются намного чаще, чем сигналы от природных землетрясений, произошедших в пределах центральной части ВЕП [Алешина и др., 2018].

Помимо многочисленных относительно небольших карьеров по добыче известняка, доломитов и

других полезных ископаемых, регистрируемых только МСГ, в центральной части ВЕП сосредоточены крупнейшие в Европе карьеры, взрывы от которых также регистрируются и другими сейсмическими станциями.

Особое место среди них занимают предприятия, занимающиеся разработкой Курской магнитной аномалии (КМА). К ее железорудному бассейну относятся центральные части Курской, Белгородской, частично Орловской, Брянской и Воронежской областей. Месторождения, участки и залежи железных руд (железистых кварцитов) сосредоточены на площади около 70 тыс. км<sup>2</sup>. Разведанные запасы руды оцениваются в 30 млрд т. Железная руда в этом районе разрабатывается различными способами, в том числе открытым на месторождениях Лебединское, Стойленское и Михайловское. МСГ «Михнево» регулярно регистрирует взрывы, производимые на этих карьерах.

Рассмотрим самые крупные предприятия, производящие наиболее мощные взрывные работы и, как следствие, оказывающие наибольшее отрицательное воздействие на окружающую среду и в целом на экологию региона.

**Карьер Лебединского горно-обогатительного комбината (ГОКа).** Лебединский ГОК — крупнейшее в СНГ предприятие по добыче и обогащению железной руды, производству высококачественного железорудного сырья и металлических ресурсов (рис. 1).

Разработка месторождения ведется открытым способом. Только в 2020 г. предприятие произвело более 750 млн т железорудного концентрата. Лебединский ГОК включает три обогатительные фабрики. Глубина карьера составляет около 600 м,

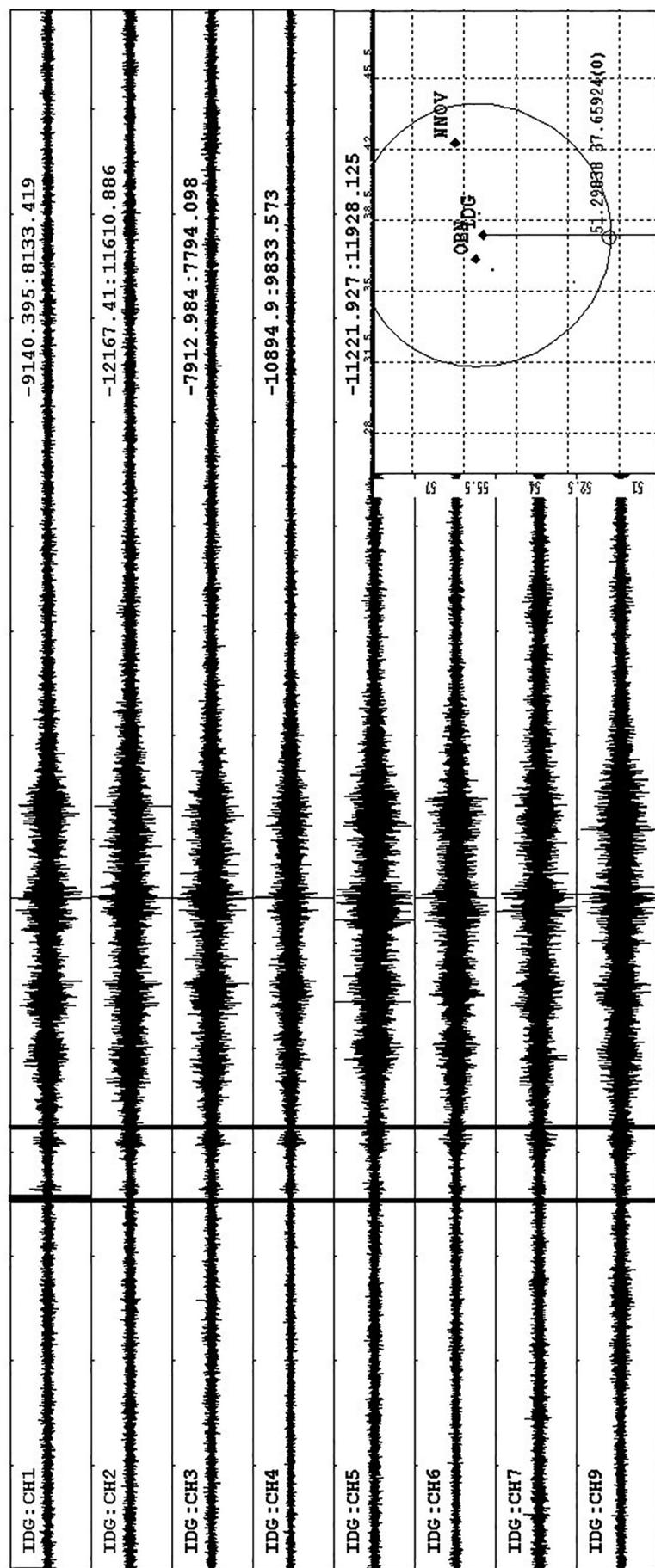
Рис. 2. Типичный пример записи волновых форм от взрыва 22.03.2012 на карьере Лебединского ГОКа и результат локации МСГ «Михнево» (на врезке). Показаны времена вступлений волн  $P$  и  $S$ , эпцентральное расстояние 415 км. Записи фильтрованы в диапазоне 1–10 Гц

максимальная ширина — 5 км, он дважды внесен в книгу рекордов Гиннеса.

Взрывная подготовка, проводимая с целью разрыхления массива горных пород, заключается в бурении взрывных скважин специальными буровыми станками. Скважины заполняют зарядом и по цепочке взрывают. Выбор типа взрывчатого вещества (ВВ) и технологии проведения взрыва зависят от цели, задачи и конкретной обстановки на объекте, а также от крепости пород в массиве. Взрывы выполняют различными ВВ, как штатными тротилосодержащими, гранулированными, так и изготавливаемыми на месте бестротиловыми эмульсионными ВВ — гранэмирами [Адушкин и др., 2013]. За 1–2 с поочередно взрывают несколько десятков скважин. В среднем количество ВВ, применяемых во время буровзрывных работ, составляет от 1000 до 2500 т [Адушкин и др., 2013].

МСГ «Михнево» ежегодно регистрирует около 20 взрывов, произведенных на этом карьере. Типичный пример записи волновых форм от взрывов приведен на рис. 2. Форма сейсмического сигнала представляет собой последовательное вступление четырех групп волн, соответствующих последовательности подрывов отдельных блоков. Определение координат этого события затруднено, так как вступление поперечной волны от взрыва первого блока накладывается на вступление продольной волны от взрыва второго блока и т. д. Эта волновая форма позволяет идентифицировать достаточно точно взрыв на карьере.

**Карьер Стойленского горно-обогатительного комбината (ГОКа).** Стойленский ГОК, как и Лебединский, — одно из ведущих предприятий России по объему производства сырья для черной



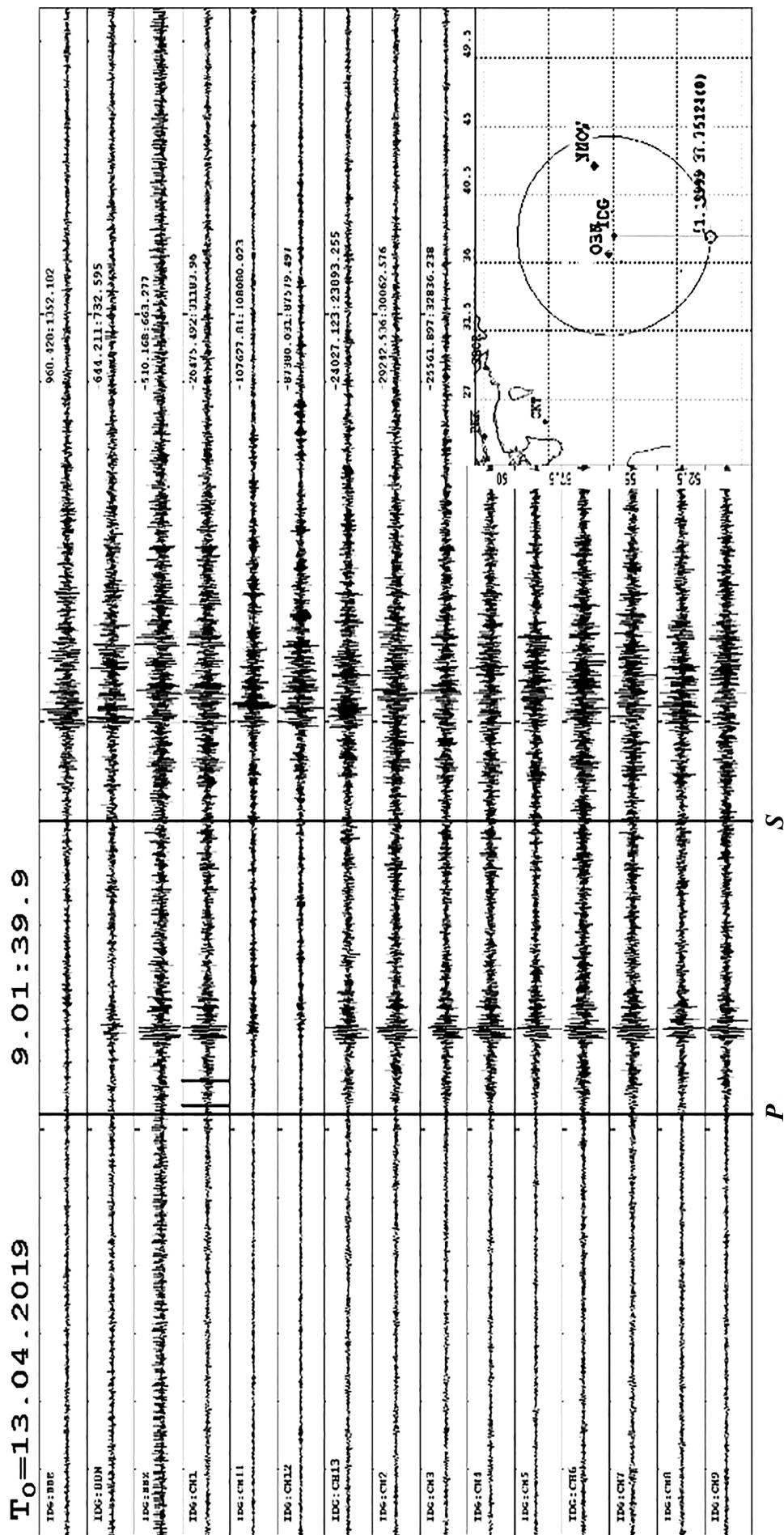


Рис. 3. Типичный пример записи волновых форм от взрыва 13.04.2019 на карьере Стойленского ГОКа и результат локации МСГ «Михнево» (на врезке). Показаны времена вступлений волн  $P$  и  $S$ , эпидицентральное расстояние 420 км. Записи фильтрованы в диапазоне 1–10 Гц

металлургии. В среднем количество ВВ, применяемых при проведении массовых взрывов, составляет от 300 до 700 т. Комбинат расположен около г. Старый Оскол в Белгородской области и занимается разработкой Стойленского месторождения КМА. Основная продукция комбината — железорудный концентрат и железная агломерационная руда. Сегодня глубина карьера достигает 370 м. Скальная вскрыша, богатая руда и железистые кварциты добываются экскаваторами циклического действия с предварительным рыхлением взрывным способом. МСГ «Михнево» ежегодно регистрирует около 15–20 взрывов на этом карьере. Типичный пример записи волновых форм от взрывов приведен на рис. 3. Хорошо видно, что представленная на рис. 3 запись отличается от типичных волновых форм записей взрывов, произведенных на карьерах Лебединского ГОКа (рис. 2).

Использование новых технологий подрыва на карьерах с целью снижения неблагоприятного воздействия на экологию района приводит к тому, что в последнее время волновые формы часто становятся нетипичными, что приводит к затруднениям в идентификации взрыва на конкретном карьере. Несмотря на это, многолетний опыт регистрации и локации взрывов на карьерах Лебединского и Стойленского ГОКов, расположенных на расстоянии около 7 км между ними, позволяет достаточно точно их распознавать благодаря наличию банка типичных волновых форм.

**Карьер Михайловского горно-обогатительного комбината имени А.В. Варичева.** Следующий по объему добываемого железорудного сырья — карьер Михайловского ГОКа, расположенный в Курской области в районе г. Железногорск, для которого это предприятие имеет большое значение как градообразующее.

Объем разведанных запасов железистых кварцитов месторождения составляет более 11 млрд т. Добыча руд Михайловского месторождения происходит в трех связанных между собой карьерах (Южном, Центральном и Северном), имеющих общую протяженность около 6 км и ширину около 4 км. Технология проведения буровзрывных работ та же, что и на карьерах, описанных выше. В среднем количество ВВ, применяемых при проведении массовых взрывов, составляет от 500 до 1800 т [Адушкин и др., 2013]. Как правило, массив имеет неодинаковые физико-технические свойства в разных направлениях. Как показано в работе [Адушкин, Анисимов, 2017], при ведении взрывных работ на карьерах КМА наибольшая амплитуда сейсмического сигнала наблюдается на северо-западе, наименьшая — на севере. Это связано с разным заполнением рыхлым материалом трещин, разломов. В направлении максимальной нарушенности массива интенсивность сейсмических волн снижается.

МСГ «Михнево» ежегодно регистрирует около 18 взрывов на этом карьере. Пример типичной за-

писи волновых форм от взрыва на Михайловском ГОКе представлен на рис. 4.

Отличительная особенность записи этого взрыва от волновых картин на Лебединском и Стойленском ГОКах заключается в четких вступлениях волн Р и S, что хорошо видно на рис. 4.

Сейсмические события, связанные с взрывами на этих карьерах, характеризуются значениями магнитуды от 2,9 до 3,2. Когда в непосредственной близости от карьера находятся различные здания и сооружения, необходимо использовать рекомендации по снижению сейсмического воздействия, т. е. изменить последовательность короткозамедленных взрывов групп зарядов ВВ, перейти на другой тип ВВ (с меньшей скоростью детонации), уменьшить диаметр скважин и т. д. В результате можно снизить негативное воздействие производственных работ на окружающую среду [Тюпин, 2021].

Необходимо также обратить внимание на основную массу менее крупных действующих карьеров, расположенных в Липецкой, Тульской и Владимирской областях. Сейсмические сигналы от них регистрируются в основном на МСГ «Михнево».

**Результаты исследований и их обсуждение. Энергетическая оценка промышленных взрывов на территории центральной части Восточно-Европейской платформы.** Распределение взрывных работ на территории ВЕП крайне неравномерное, так как оно естественным образом зависит от размещения полезных ископаемых. Одна из важнейших характеристик техногенной сейсмичности территории — оценка потока сейсмической энергии, создаваемой взрывными работами.

Для оценки пространственного распределения сейсмического воздействия от взрывных работ действующие карьеры были объединены в группы по территориальному принципу, а также в соответствии со средними значениями мощности взрывов (количества ВВ) и средней магнитуды, которая оценивалась нами как среднее арифметическое магнитуды за год. Всего выделено 10 групп [Нестеркина и др., 2018]. Схема их расположения приведена на рис. 5. Основная масса действующих карьеров расположена в Липецкой, Тульской и Владимирской областях (табл. 1). В табл. 1 приведены данные о карьерах, сейсмические события от взрывов на которых имеют магнитуду более 1,5. Общее число карьеров, идентифицируемых по данным МСГ «Михнево», превышает 40. Распределение карьеров на группы позволило оценить, какому сейсмическому воздействию подвергаются отдельные участки территории центральной части ВЕП.

Значения магнитуды взрывов позволяют оценить «сверху» возможный сейсмический эффект в предельном экстремальном случае одновременного производства взрывных работ во всех выделенных зонах (рис. 5) [Нестеркина и др., 2018]. Так как значения магнитуды промышленных взрывов определяются по формулам для локальных магнитуд,

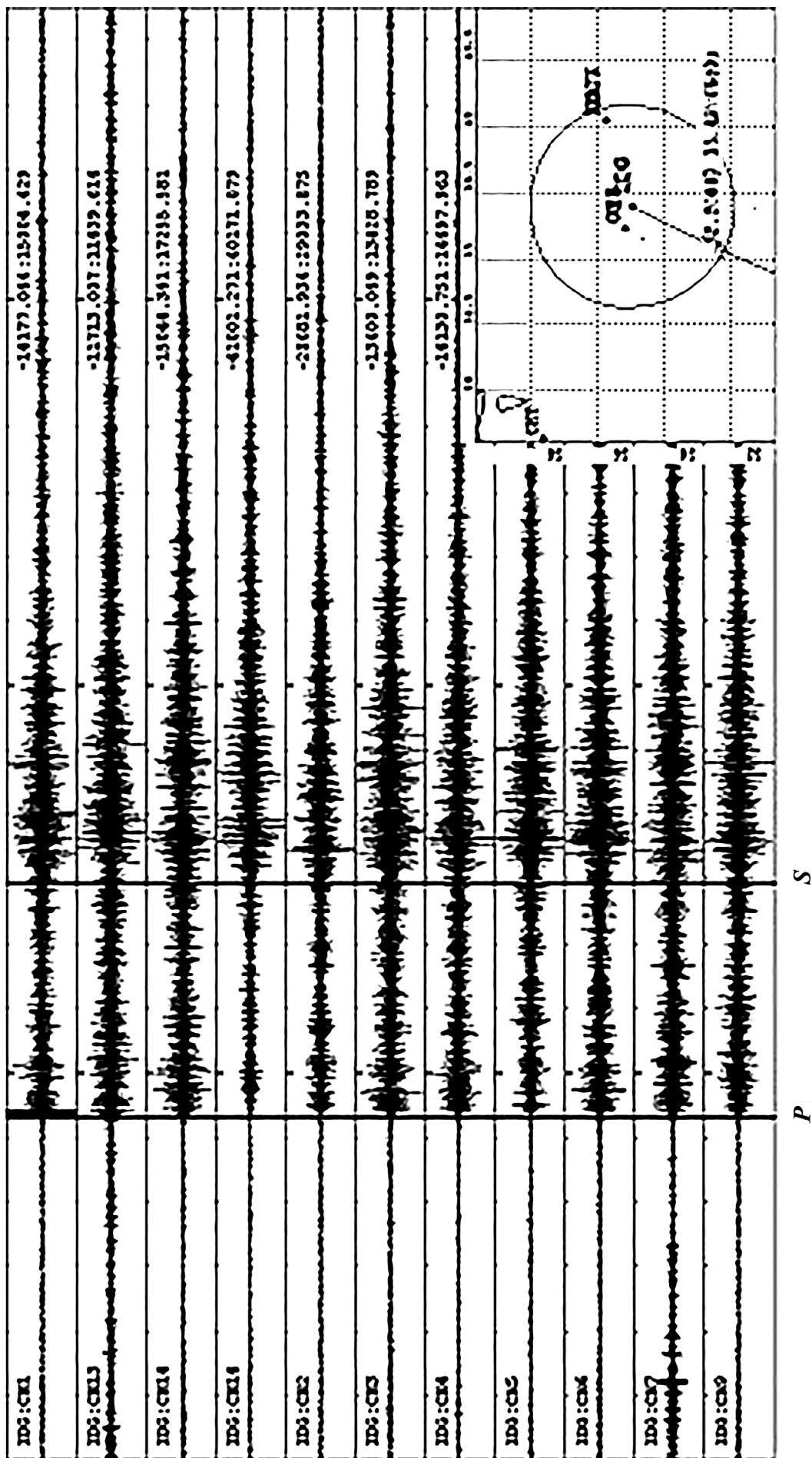


Рис. 4. Типичный пример записи волновых форм от взрыва 13.04.2019 на карьере Михайловского ГОКа и результат локации МСГ «Михнево» (на врезке). Показаны времена вступлений волн  $P$  и  $S$ , эпцентральное расстояние 330 км. Записи фильтрованы в диапазоне 1–10 Гц

Таблица 1

**Группы действующих карьеров, взрывы от которых регистрирует МСГ «Михнево», объединенные по территориальному принципу и в соответствии со средней магнитудой**

Группа	Область	Карьер или ГОК	Удаление от МСГ «Михнево», R, км	Среднее значение магнитуды, ML
1	Тульская	Машково	50	1,7
		Новогуровский	59	
		Парсуковский	62	
2	Московская	Шуровской, Голутвинский	75	1,5
		Афанасьевский, Паньшинский	67	
3	Калужская	Пятышевский	111	1,7
4	Владимирская	Добрининский	233	2,4
		Ковровский	266	
5	Липецкая	Елецкий, Ольшанский	266	2,4
6	Липецкая	Данковский	208	2,0
7	Рязанская	Михайлов-цемент	110	1,9
8	Белгородская	Лебединский ГОК	414	2,9
		Стойленский ГОК	420	
9	Курская	Михайловский ГОК	330	3,0
10	Рязанская	Погореловский	162	2,0
		Кораблинский	196	

принятых в сейсмологии, то для оценки величины взрыва используется амплитуда скорости смещения в первой продольной волне ( $P$ ). Методика оценки выделившейся энергии следующая. Для каждой группы карьеров подсчитывалось число промышленных взрывов. Для примера рассмотрим данные за 2019 и 2020 гг. Была использована формула Гутенберга–Рихтера [Касахара, 1985], она выбрана для расчетов, так как наиболее часто используется при подсчете энергии сейсмических источников, хотя очевидно, что ее использование для оценки энергии, выделяемой при короткозамедленных взрывах, не полностью корректно. Эта же формула была использована для создания схемы районирования территории европейской части России по потокам сейсмической энергии на основе данных о потребляющем количестве ВВ [Адушкин и др., 2013].

Наблюдения на МСГ «Михнево» позволяют говорить о том, что наибольшее число взрывов производится в Тульской (1), Липецкой (4) и Владимирской (5) областях. Средняя магнитуда промышленных взрывов невелика, однако, суммарная сейсмическая энергия, излучаемая при взрывах в группах 4 и 5, сопоставима с энергией, излучаемой на карьерах Белгородской и Курской областей (8-я и 9-я группа соответственно).

Сопоставление числа промышленных взрывов, производимых в сумме на группах карьеров, и выделившаяся энергия для каждой группы представлено на рис. 6, где видно, что число взрывов в группах 4 и 5 осталось примерно на том же уровне, что и в 2019 г., однако суммарная выделившаяся энергия уменьшилась почти в 2 раза.

При этом отметим возрастание выделившейся энергии для карьеров Лебединского и Стойленского ГОКов — в каждой группе она может варьировать от года к году, но в целом картина сохраняется за период наших наблюдений. Таким образом, максимально возможная выделившаяся энергия на центральную часть ВЕП в среднем составляет  $8,2\text{--}8,5 \cdot 10^{11}$  Дж/год. Может показаться, что эта величина сильно завышена, но наши наблюдения свидетельствуют о том, что подобная ситуация возможна.

Несмотря на имеющийся на каждом горнодобывающем предприятии определенный регламент по проведению буровзрывных работ, включающий в себя день, время подрыва и количество ВВ, как показывает практика многолетних наблюдений, МСГ «Михнево» часто регистрирует двойные взрывы либо взрывы с минимальной задержкой (около минуты), либо взрывы большей мощности, что отражается при подсчете магнитуды.

Так, в декабре 2018 г. на центральном датчике STS-2 МСГ «Михнево» были зарегистрированы два мощных взрыва на карьерах из 8-й и 9-й групп (в Белгородской и Курской областях). Запись этих взрывов приведена на рис. 7. Для Михайловского ГОКа магнитуда составила 3,1, для Лебединского ГОКа — 3,2. Сочетание таких массовых взрывов, производимых на небольшом удалении один от другого в течении малого промежутка времени, не исключает создания критической нагрузки на геологическую среду, в том числе, создает опасность для устойчивости зданий и сооружений, находящихся в непосредственной близости от зон проведения работ.

Также было зарегистрировано несколько взрывов, произошедших с минимальным временным интервалом, на карьерах, расположенных в Липецкой и Тульской областях (группы 1 и 5). На рис. 8 в качестве примера приведены волновые формы двух взрывов, произведенных практически один за другим в пределах минуты.

В конце 2021 г. на МСГ «Михнево» было зарегистрировано два взрыва, произведенных с разницей в час на карьере Михайловского ГОКа. Волновые формы взрывов, записанные центральным датчиком, стоящим в шахте (STS-2), и на поверхности (СМ-3), приведены на рис. 9. Время первого взрыва  $T_0=09:00:08$ , второго —  $T_0=10:00:22$ .

По предварительным оценкам магнитуда первого взрыва составила 3,0, второго — 3,1. Такое интенсивное воздействие на среду может привести к обрушениям части бортов карьера, оползневым явлениям, активизировать процесс развития медленных деформаций, проявляющийся в относительных

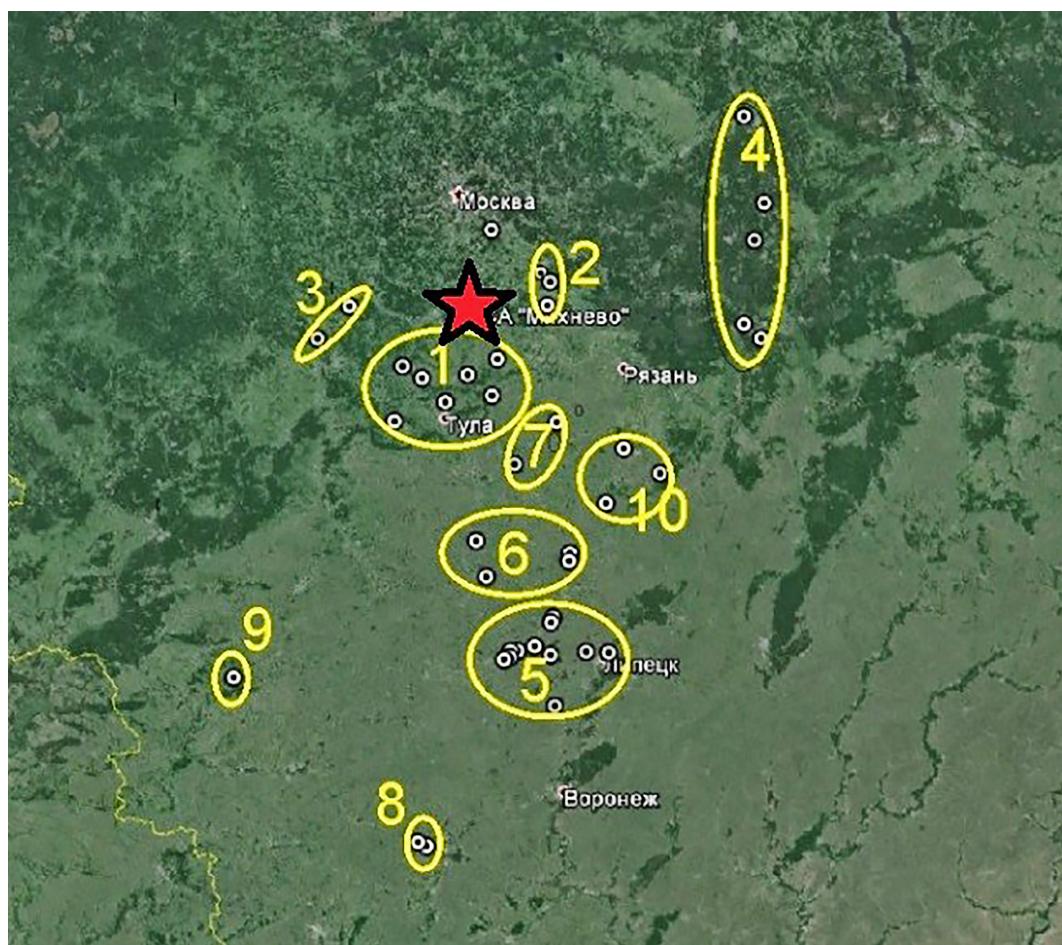


Рис. 5. Схема расположения МСГ «Михнево» (звездочка) и групп действующих карьеров

смещениях по ослабленным зонам и межблоковым контактам. Также отметим интенсивное воздействие в виде пылегазовых выбросов на г. Железногорск.

Известно, что на карьерах Лебединского, Стойленского и Михайловского ГОКов заряды ВВ составляют от 300 до 2500 т [Адушкин и др., 2013]. Взрывные работы в карьерах вызывают весьма

высокое загрязнение близлежащей территории и окружающей среды пылегазовыми выбросами и создают ощутимые отрицательные эффекты в связи с осаждением пассивной пыли в жилых районах и на сельскохозяйственных угодьях даже на расстоянии около 2 км от эпицентра взрыва при объеме массового взрыва в 1000 т ВВ [Адушкин и др. 2020],

#### ЧИСЛО ВЗРЫВОВ И ВЫДЕЛИВШЕЙСЯ ЭНЕРГИИ

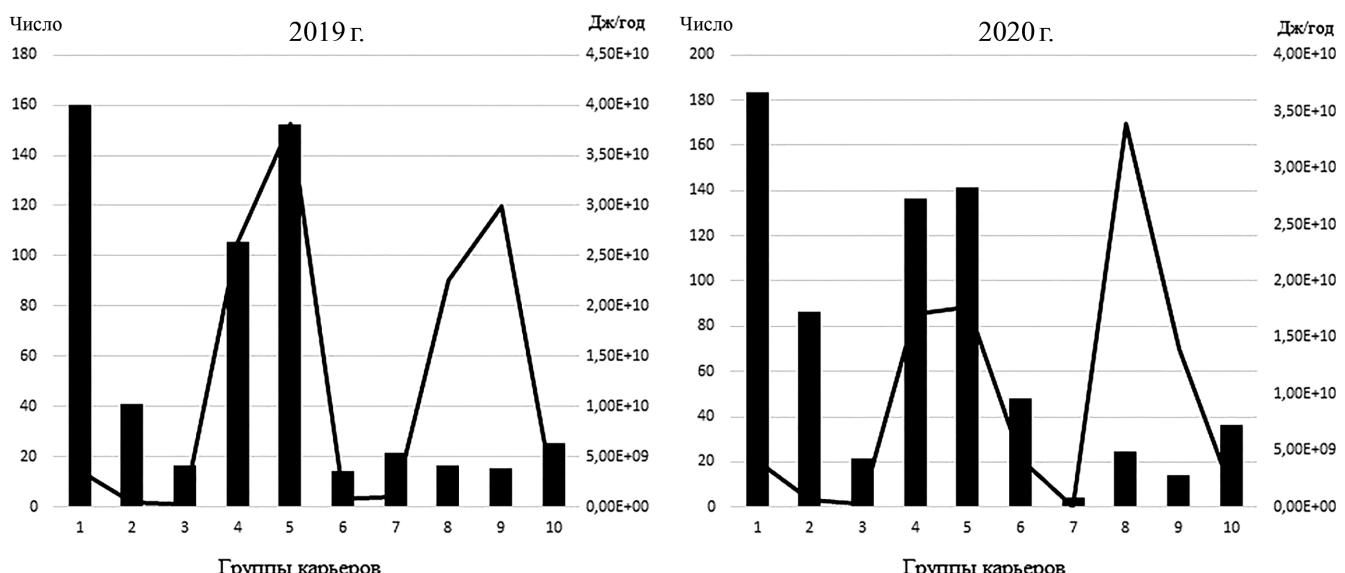


Рис. 6. Число взрывов (столбики) и количество выделившейся энергии (сплошная линия) по группам карьеров за 2019–2020 гг.

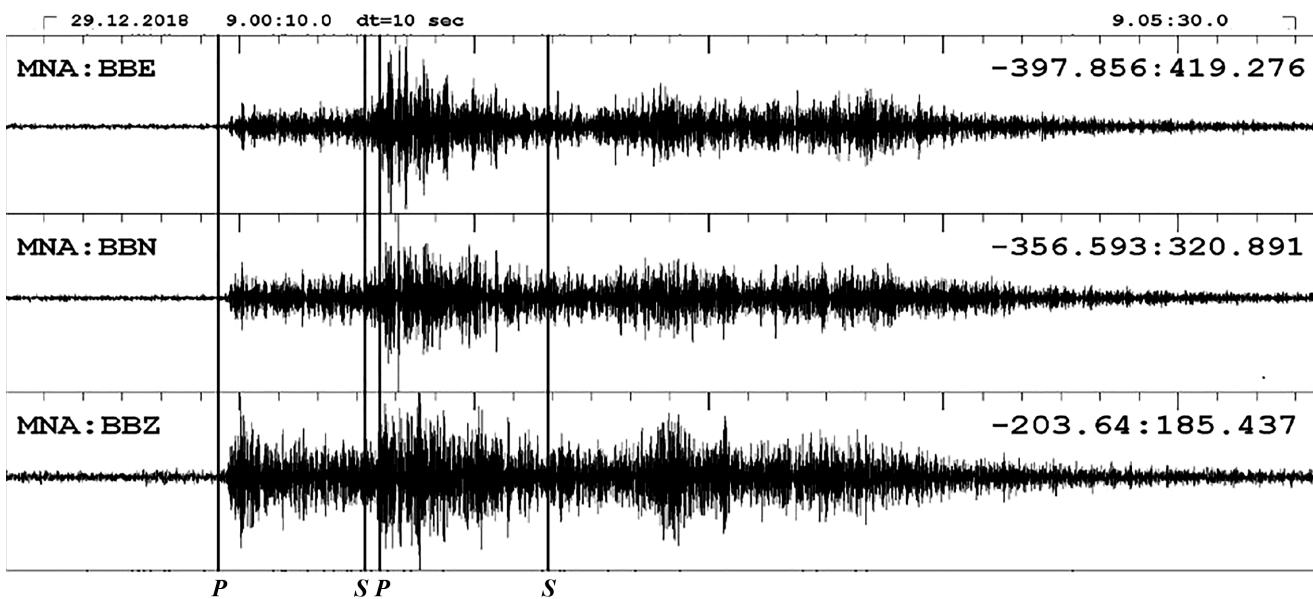


Рис. 7. Запись двух взрывов 29.12.2018, произведенных практически одновременно на карьерах Михайловского и Лебединского ГОКов. Отмечены вступления волн  $P$  и  $S$ . Записи фильтрованы в диапазоне 1–10 Гц

а на расстоянии около 5 км от эпицентра взрыва при увеличении количества ВВ в 5 раз нагрузка на атмосферу по степени выброса пылегазового облака возрастает в 12 раз [Шевкун, Лещинский, 2005].

**Примеры природно-тектонических событий, зарегистрированных МСГ «Михнево».** Непрерывные наблюдения на МСГ «Михнево» позволяют с высокой долей точности устанавливать природу сейсмического события, определять значения относительной магнитуды взрывов, а значит, и степень их воздействия на земную кору, здания и сооружения.

Как уже отмечено, основная масса регистрируемых региональных землетрясений приурочена к сейсмически активным регионам, таким как Кавказ, Средиземное море, Румыния (зона Вранча), Урал, расположенным на окраинах ВЕП. Эпицентры землетрясений находятся на расстоянии от 500 до 1500 км и характеризуются магнитудой от 3 до 7 (по данным ФИЦ ЕГС РАН). В то же время в течение года регистрируются единичные тектонические события на акватории Балтийского моря, территории Украины, Краснодарского края, Архангельской области и других регионов ВЕП, признанных асейсмичными, как считалось на протяжении многих лет [Санина и др., 2019].

Группой «Михнево» 18.11.2011 было зарегистрировано событие, произошедшее в Белоруссии (рис. 10). В непосредственной близости больших работающих карьеров нет, в то же время известно несколько крупных предприятий по добыче каменной соли («Беларуськалий»), доломитов (ОАО «Доломит»), гранитов (карьер «Микашевичи»), на которых ведется интенсивная разработка месторождений полезных ископаемых. Промышленные взрывы, производимые на этих предприятиях, периодически регистрируются МСГ «Михнево», несмотря на то что

расстояние от центрального прибора до эпицентров составляет от 480 до 770 км. Поэтому нами сделано предположение о том, что это сейсмическое событие может иметь природно-тектонический генезис, вызванный интенсивной буровзрывной деятельностью на белорусских комбинатах. Событие удалось зарегистрировать только МСГ «Михнево», в каталогах ФИЦ ЕГС РАН и международном ISC его нет.

В Нижегородской области было зарегистрировано несколько событий. Одно из них, подтвержденное каталогом ISC, произошло 03.07.2015 (рис. 11). С некоторой долей вероятности оно отнесено к зоне коллизии архейских протократонов Фенноскандия и Волго-Уралля [Минц и др., 2010].

В Костромской области 23.06.2016 МСГ «Михнево» было зарегистрировано неизвестное событие, подтвержденное международным каталогом ISC и станцией «Киров» ФИЦ ЕГС РАН. Ближайший действующий карьер по добыче известняка открытым способом расположен на расстоянии около 25 км от эпицентра в районе г. Солигалич. Возможно, это событие имеет природно-тектонический генезис, вызванный интенсивной деятельностью на карьере.

МСГ «Михнево», помимо событий, описанных выше, зарегистрирован ряд событий на Украине и в Белоруссии в крупных промышленных регионах, некоторые из которых представлены в табл. 2 и могут быть квалифицированы как природно-тектонические.

Отметим известное землетрясение, произошедшее в районе г. Мариуполь 07.08.2016, эпицентр которого также находился в районе интенсивной техногенной нагрузки, помимо первого основного толчка, зарегистрировано несколько афтершоков.

Таким образом, воздействие на среду, производимое сотнями взрывов различной мощности в

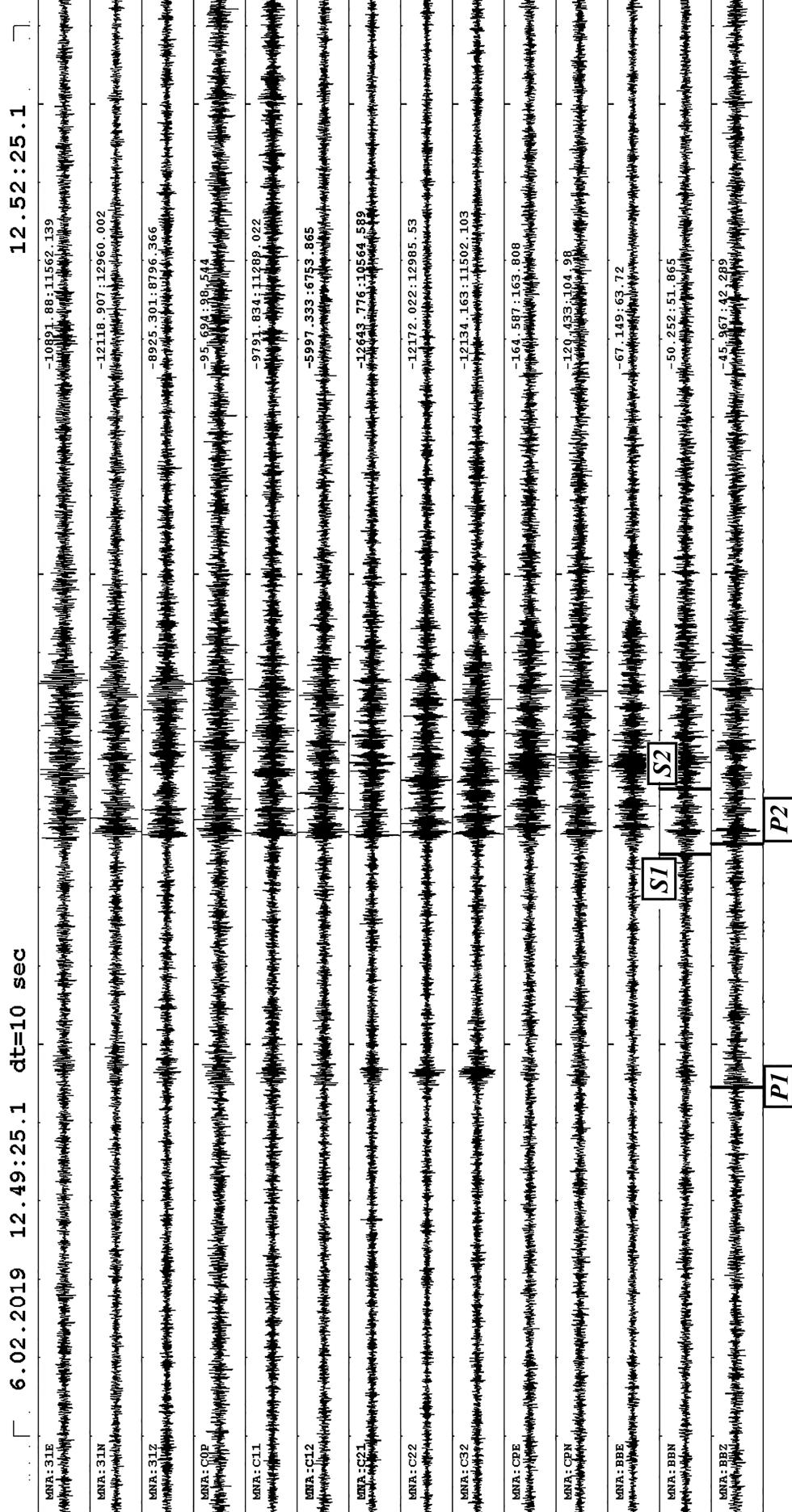


Рис. 8. Волновые формы двух взрывов, произошедших в пределах минуты на карьерах в Липецкой (1) и Тульской (2) областях.  
Показаны вступления волн Р и S для разных взрывов. Записи фильтрованы в диапазоне 1–10 Гц.

26.11.2021

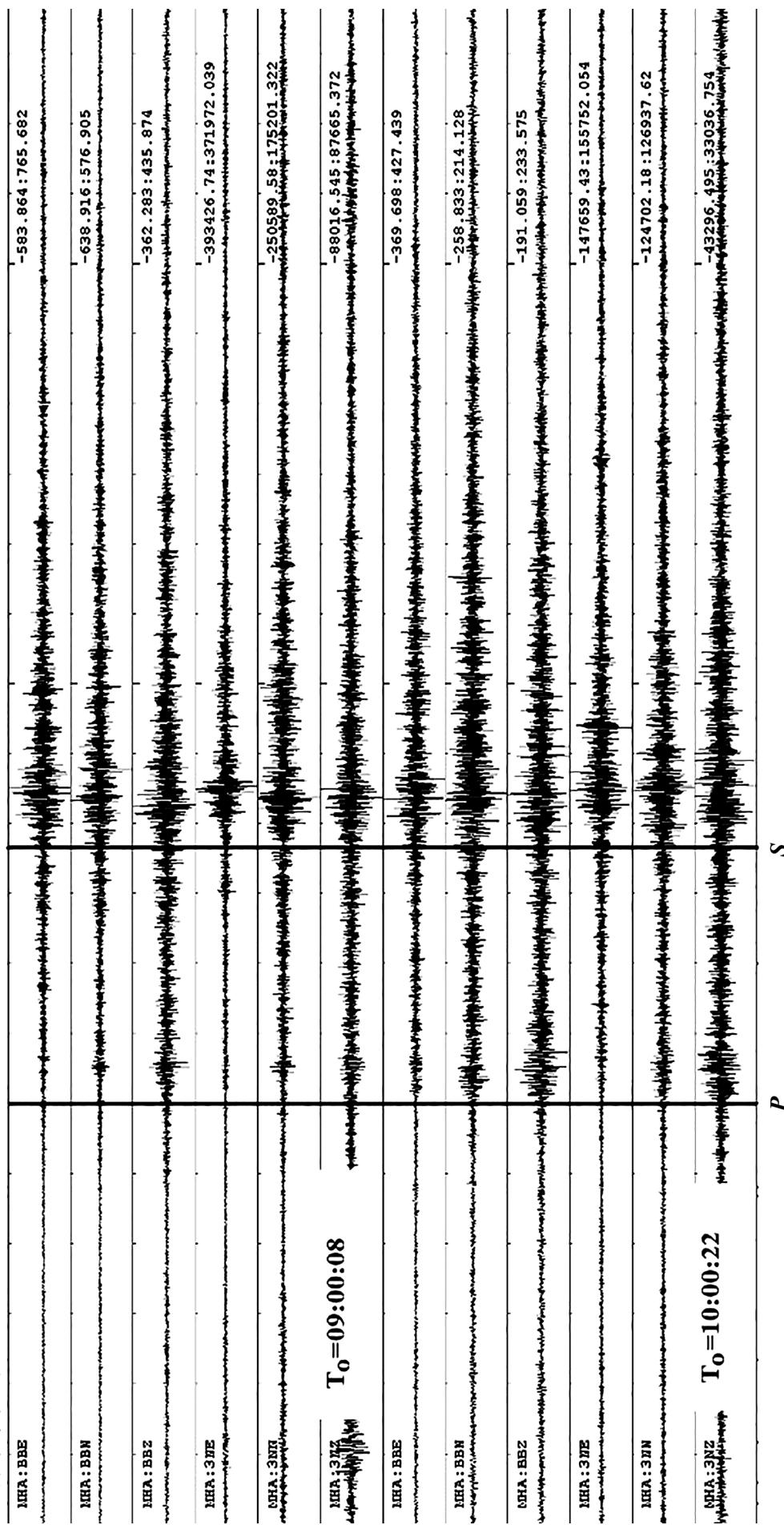


Рис. 9. Записи взрывов 26.11.2021, произведенных на карьере Михайловского ГОКа с разницей в час.  
Показаны времена в очаге, вступления волн P и S. Записи фильтрованы в диапазоне 1–10 Гц

$T_0=18:11:2011$     $12:56:38:1(0.22)$     $A4=170$     $V=8:4746$     $E=0.97$

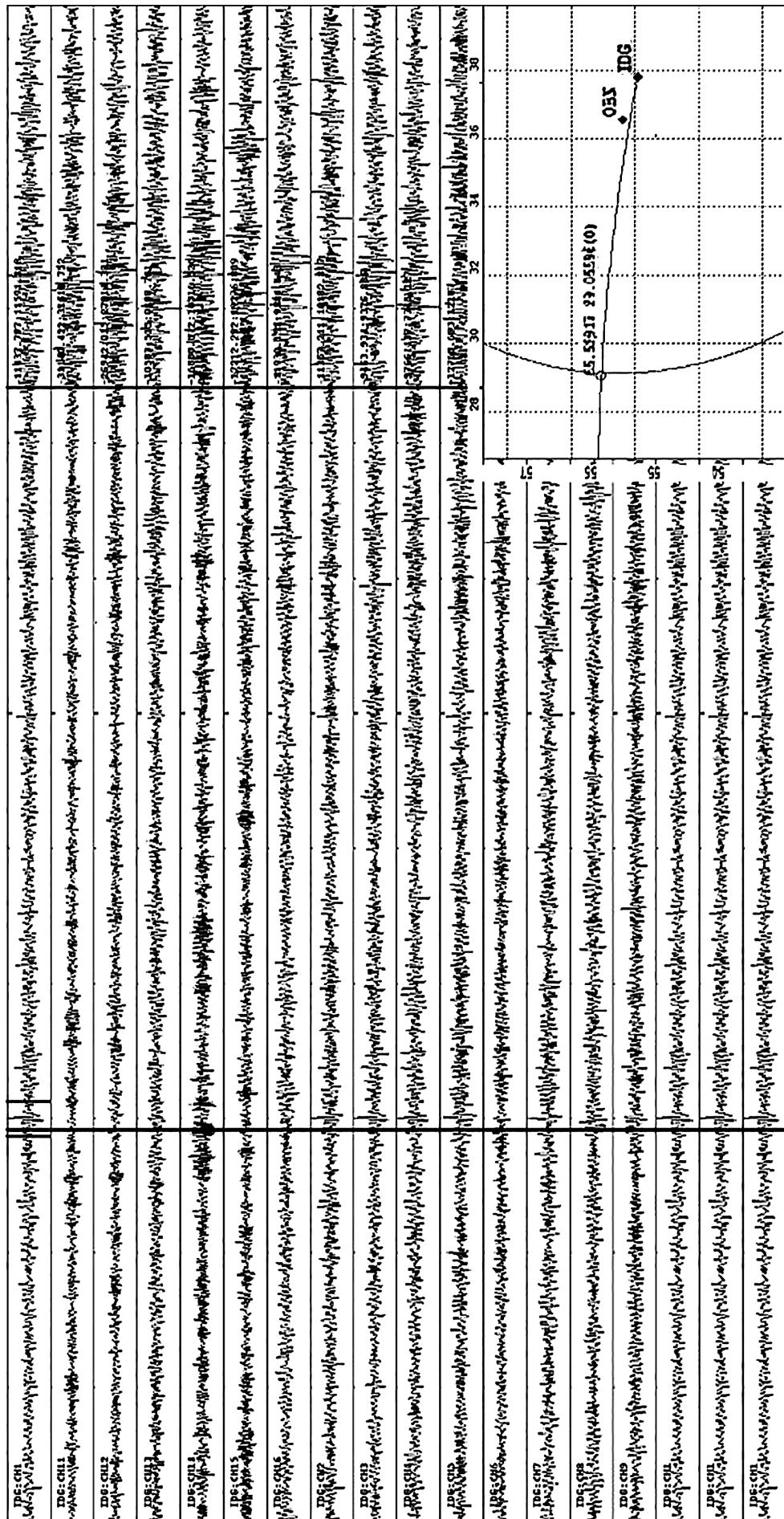


Рис. 10. Неизвестное событие в Белоруссии:  $T_0=12:56:37$ , координаты:  $54,48^\circ$  с.ш.,  $29,06^\circ$  в.д. Расстояние от центрального прибора группы 554 км,  $ML=3,7$ . На врезке показана локация, отмечены всплужения волн  $P$  и  $S$ . Все каналы фильтрованы в диапазоне 1–10 Гц

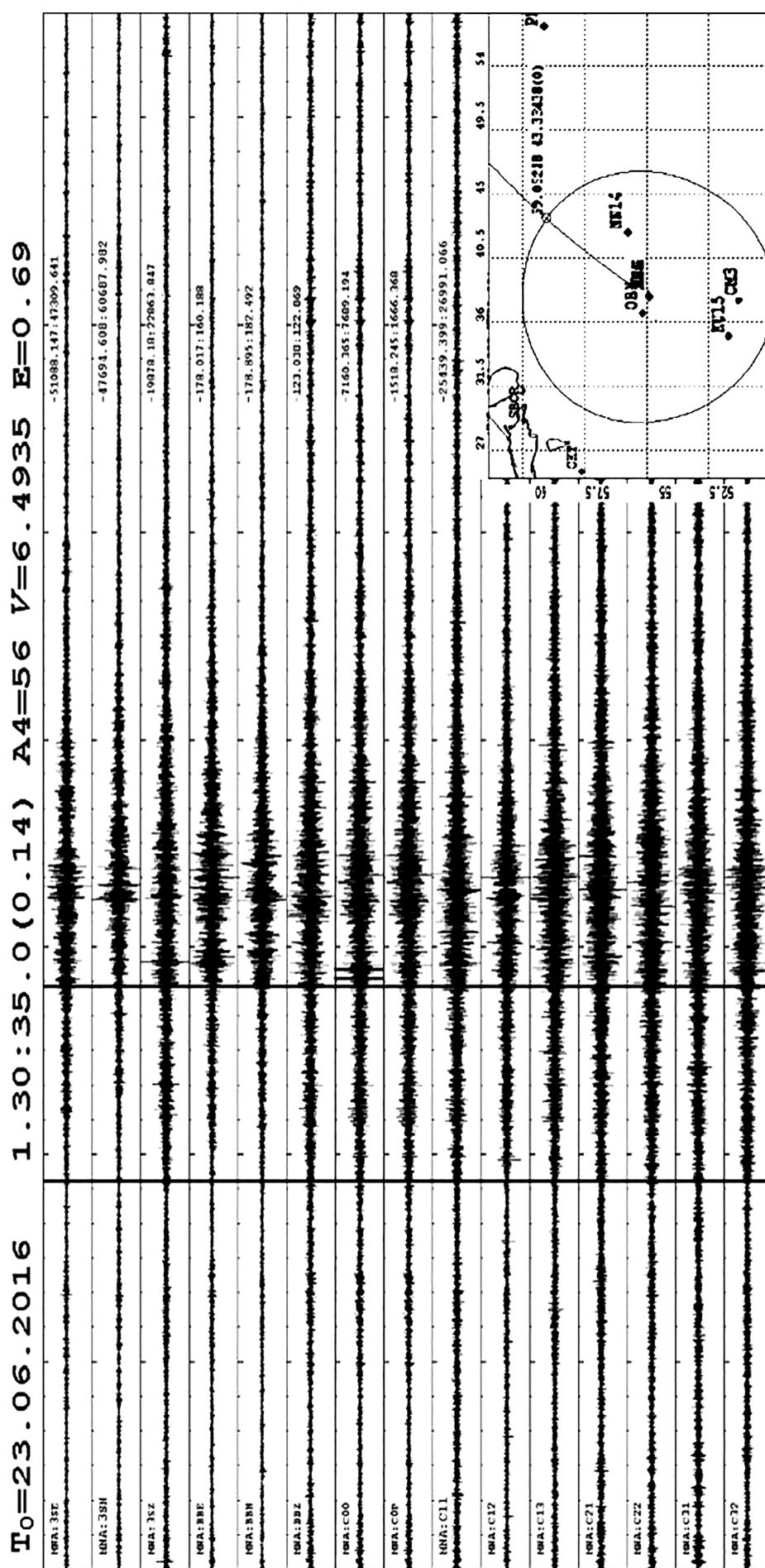


Рис. 11. Неизвестное событие в Нижегородской области:  $T_0=17:05:33$ , координаты:  $57.91^\circ$  с. ш.,  $46.73^\circ$  в. д. Расстояние от центрального прибора группы — 662 км,  $M_L=3.4$ . На врезке показана локация, отмечены вступления волн  $P$  и  $S$ . Все каналы фильтрованы в диапазоне 1–10 Гц

Таблица 2

**Природно-тектонические события, зарегистрированные  
МСГ «Михнево», на территории Украины и Белоруссии**

Район	Дата	Время, $T_0$	Координаты		Магнитуда, mb
			широта	долгота	
Кривой Рог	13.06.2010	03:58:04	47.84	33.53	3,5
Кривой Рог	17.06.2012	04:03:11	47.99	32.78	3,7
Кривой Рог	29.09.2012	04:36:54	48.02	32.49	3,3
Кривой Рог	29.07.2017	03:30:56	47.80	33.51	3,3
Бердянск	31.07.2006	09:04:23	47.16	37.22	4,2
Купянск	22.11.2009	20:42:08	49.79	36.99	3,4
Кременчуг	07.05.2010	16:22:48	48.95	33.03	3,3
Полтава	03.02.2015	05:56:28	50.56	34.17	4,4
Полтава	14.05.2010	23:16:54	49.48	34.73	3,9
Полтава	11.09.2015	06:42:40	50.37	34.11	3,4
Белоруссия	15.08.2013	20:59:50	53.22	26.65	4,1
Белоруссия	30.08.2018	11:38:52	54.86	29.93	2,9

течение многих лет, приводит к накоплению остаточных деформаций и повышению напряженного состояния, что в определенный момент может найти выход в виде природно-тектонических событий. Наиболее активно такие процессы развиваются по тектоническим разломам, на контактах блоковых структур и в зонах трещиноватости. Выброс столь мощной энергии, связанный со взрывными работами, провоцирует развитие медленных деформаций, что в отдельных случаях служит своеобразным триггером для возникновения событий, имеющих природно-тектонический генезис.

**Заключение.** Результаты исследований свидетельствуют о том, что техногенная сейсмичность, связанная с проведением буровзрывных работ, доминирует в центральной части ВЕП и может провоцировать тектоническую активность на этой территории, прежде считавшейся асейсмичной.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адушкин В.В., Анисимов В.Н. Геодинамическая и геологическая безопасность и пути ее реализации в регионе КМА // Проблемы природопользования и экологическая ситуация в Европейской России и на сопредельных территориях // Мат-лы VII Междунар. науч. конф. памяти проф. А.Н. Петина. Белгород: Политехника, 2017. С. 13–20.

Адушкин В.В., Асминг В.Э., Ассиновская Б.А. и др. Взрывы и землетрясения на территории европейской части России. М.: ГЕОС, 2013. 360 с.

Адушкин В.В., Соловьев С.П. Микрочастицы в атмосфере от литосферных источников техногенного происхождения // ИКЦ «Академкнига». 2021. № 5. С. 120–132.

Адушкин В.В., Соловьев С.П., Хазинс В.М. Геоэкологические последствия проведения горных работ на карьерах с применением взрывных технологий. Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых //

Отмечено не только опасное воздействие взрывных работ, проводимых крупными градообразующими предприятиями по разработке месторождений полезных ископаемых на здания и сооружения, находящиеся в непосредственной близости от карьеров, но и распространение газопылевых облаков на десятки километров.

Многолетний опыт сейсмических наблюдений подтверждает возможность одновременного наложения сигналов от нескольких сейсмических источников техногенного типа. Возникающее комбинированное сейсмическое воздействие не исключает возможность появления наложенного эффекта, связанного с нарушением сплошности среды в локальной области, что необходимо учитывать при проектировании и эксплуатации особо опасных и технически сложных объектов, к которым относятся, например, гидротехнические сооружения, линии электропередач, объекты использования атомной энергии, объекты инфраструктуры воздушного транспорта и пр.

Изменение технологии подрыва и строгое следование регламенту при проведении буровзрывных работ способны уменьшить негативное воздействие на экологию района.

Наши наблюдения подтверждают вероятность возникновения природно-тектонических событий в зонах, приуроченных как к межблоковым границам, так и к раздробленным областям земной коры, что вызвано активной техногенной деятельностью на карьерах.

В настоящее время МСГ «Михнево» — единственная МСГ в центральной части ВЕП, контролирующая сейсмологическую обстановку в непосредственной близости от Москвы. Непрерывные наблюдения позволяют с высокой долей точности устанавливать природу сейсмических сигналов с порогом  $M_L \geq 1,5$ , определять магнитуду взрывов, оценивая степень их воздействия на экологическую обстановку в целом.

**Финансирование.** Работа по теме 122040400015-5 выполнена за счет средств федерального бюджета.

Тр. Ин-та горного дела имени Н.А. Чинакала СО РАН, Сибирское отделение РАН. 2020. № 2. С. 164–178.

Алешина Е.И., Асминг В.Э., Барабанов С.В. и др. Сведения о наиболее крупных промышленных взрывах // Землетрясения России в 2016 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2018. С. 183–194.

Викторов С.Д. Взрывное разрушение массивов горных пород — основа прогресса в горном деле // ГИАБ. 2015. № S1. С. 63–75.

Гарнов В.В., Горюнов Б.Г., Адушкин А.В. Вопросы экологической безопасности при сильном механическом воздействии на земную поверхность // Горный информ. аналит. бюлл. (науч.-техн. журн.). М.: Горная книга, 2011. № 6. С. 171–175.

Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.

Миниц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. М.: Геокарт, ГЕОС, 2010.

Назаренко Н.В., Петин А.Н., Фурманова Т.Н. Воздействие разработки месторождений по добыче общераспространенных полезных ископаемых на окружающую природную среду // Современные проблемы науки и образования. 2012. № 6. Сетевое издание. URL: <https://science-education.ru/ru/article/view?id=7401> (дата обращения: 17.04.2022).

Нестеркина М.А., Куликов В.И., Константиновская Н.Л. и др. Оценка уровня сейсмического воздействия промышленных взрывов в центральной части Восточно-Европейской платформы // Сейсмические приборы. 2018. Т. 54, № 2. С. 49–65. DOI: 10.21455/si2018.2-4.

Санина И.А., Волосов С.Г., Черных О.А. и др. Синтез и опыт экспериментального применения двухмерной

малоапertureной сейсмической антенны «Михнево» // Сейсмические приборы. М., 2008. Т. 44, № 1. С. 3–18.

Санина И.А., Волосов С.Г., Черных О.А., Ризниченко О.Ю. Малоапertureная сейсмическая антenna «Михнево»: новые возможности изучения сейсмичности Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 536–541.

Санина И.А., Ризниченко О.Ю., Волосов С.Г. и др. Уникальная научная установка «Михнево» ИДГ РАН-15 // Сб. ИДГ РАН. 2019. С. 48–56. DOI: 10.26006/IDG.2019.11.38623.

Тюпин В.Н. Параметры сейсмического действия массовых взрывов в изотропном и сложноструктурном горных массивах карьеров // ГИАБ. 2021. № 12. С. 47–57. DOI: 10.25018/0236\_1493\_2021\_12\_0\_47.

Шевкун Е.Б., Лещинский Ф.В. Пути снижения вредного воздействия взрывных работ на окружающую среду // ГИАБ. 2005. № 11. С. 190–194.

Статья поступила в редакцию 31.05.2022,  
одобрена после рецензирования 02.11.2022,  
принята к публикации 26.01.2023

УДК 556

## МИКРО- И НАНОПЛАСТИК В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ РОССИИ И ПРОБЛЕМЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ

**Екатерина Сергеевна Казак<sup>1✉</sup>, Елена Александровна Филимонова<sup>2</sup>,  
Александра Евгеньевна Преображенская<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Kanigu@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; EA.Filimonova@yandex.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Shur\_gmur@mail.ru

**Аннотация.** В последнее время появляется много работ, посвященных загрязнению пластиком природной среды. Активное внимание уделяется частицам микропластика (МП) размером <5 мм и нанопластике (НП) размером <100 нм. Частицы МП и НП находят практически повсеместно: в водах и донных отложениях Мирового океана, речных, озерных и подземных водах, пляжевых отложениях и даже в снегах и льдах Арктики и Антарктики, в продуктах питания, бутилированной воде, в живых организмах всех этапов пищевой цепи. Загрязнение пластиком природной среды уже стало такой же глобальной проблемой, как и изменение климата. Представлены результаты анализа и обобщения актуальной опубликованной литературы, посвященной проблемам загрязнения МП и НП природных вод преимущественно на территории Российской Федерации. Впервые построена схематическая карта распространения МП в поверхностных водах России. Представлена сводная таблица о концентрации МП в поверхностных, подземных, бутилированных минеральных и водопроводных водах, донных осадках рек, морей и океанов мира. Наглядно показано, что существует дефицит исследований загрязнения МП и НП в подземных водах, хотя содержание полимеров в них также достаточно велико.

Затронута проблема измерения содержания МП и НП и определения их состава, освещены особенности, достоинства, недостатки и ограничения всех основных методов детектирования. Представлены обобщенные схемы отбора и подготовки проб воды и грунта для последующего определения МП. Сделан обоснованный вывод, что на данный момент не существует оптимального метода, только комплексирование методов позволяет наилучшим образом идентифицировать загрязнение МП и НП.

**Ключевые слова:** микропластик, нанопластик, загрязнение подземных вод, распространение микропластика

**Для цитирования:** Казак Е.С., Филимонова Е.А., Преображенская А.Е. Микро- и нанопластик в природных водах России и проблемы его определения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 110–123.

## MICRO- AND NANOPLASTICS POLLUTION IN THE AQUATIC ENVIRONMENTS IN RUSSIA AND DETECTION PROBLEMS

**Ekaterina S. Kazak<sup>1✉</sup>, Elena A. Filimonova<sup>2</sup>, Alexandra E. Preobrazhenskaya<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Kanigu@mail.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; EA.Filimonova@yandex.ru

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Shur\_gmur@mail.ru

**Abstract.** Recently, there are more and more investigations devoted to plastic pollution of the natural environment. In this case an active attention is paid to microplastic particles (MPs) less than 5 mm size and nanoplastic particles (NPs) less than 100 nm in size. MP and NP particles are found practically everywhere: in waters and bottom sediments of the World Ocean, river, lake and groundwater, beach sediments and even in snow and ice of the Arctic and Antarctic, in foodstuff, bottled water, in living organisms at all stages of the food chain. Plastic pollution of the natural environment has already become as global as climate change. This article presents the results of the analysis and summary of the current published literature devoted to the problems of MP and NP pollution of natural waters, mainly on the territory of the Russian Federation. For the first time, a schematic map of MP distribution in surface waters of Russia is constructed. A summary table on MP concentrations in surface water, groundwater, bottled mineral and tap water, bottom sediments of rivers, seas and oceans of the world is presented. It is clearly shown that there is a shortage of studies of MP and NP contamination in groundwater, although their content is also quite high.

In addition, the paper touches upon the problem of measuring the MP and NP content and determining its composition, highlights the features, advantages, disadvantages and limitations of all the main detection methods. The summarized schemes of water and soil sampling and preparation for the following MP determination are presented. A reasonable conclusion is made that at the present moment there is no one optimum method, and only a combination of methods allows to identify MP and NP contamination in the best way.

**Key words:** microplastics, nanoplastics, groundwater pollution, spread of microplastics

**For citation:** Kazak E.S., Filimonova E.A., Preobrazhenskaya A.E. Micro- and Nanoplastics pollution in the aquatic environments in Russia and detection problems. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 110–123. (In Russ.).

**Введение.** Растущая с каждым годом популярность использования пластиковых изделий привела к серьезным экологическим проблемам: мусорные острова в Тихом океане, свалки вокруг Пекина, Нью-Йорка и других мегаполисов и пр. Низкая стоимость, малый вес, биоинертность, прочность и износостойкость полимеров определяют ежегодный рост производства пластиковых изделий [Казмирук, 2020; Козловский, Блиновская, 2015]. В 2016–2020 гг. было произведено 335–368 млн т полимеров (без учета биоразлагаемого пластика) по сравнению с 1,5 млн т в 1950 г. [<https://plasticseurope.org>], ежегодный прирост составлял 11–12 млн т, и только пандемия КОВИД-19 сдержала рост промышленности пластмасс в 2020 г. на уровне производства 2019 г. Наибольшее количество пластика производится в Китае (35% от общего объема), в странах Северной Америки (19%), Европе (15%). В России выпуск пластмассы в 2020 г. составил 10,2 млн т [<https://rosstat.gov.ru/>].

Срок службы пластиковых изделий варьирует от нескольких минут для одноразовой посуды до десятков лет для материалов, используемых в строительстве, при этом упаковочный материал составляет 54% пластиковых отходов. Суммарное количество пластиковых отходов достигло к 2017 г. 8300 млн т, при этом только около 9% было переработано, 12% сожжено, а остальные 79% отходов накоплено на свалках, полигонах твердых бытовых отходов или в природной среде [Geyer et al., 2017]. Пандемия КОВИДА увеличила количество полимерных медицинских отходов в 2021 г. на 8,3 млн т [Peng et al., 2021].

Не только обычный пластиковый мусор несет опасность: крупные пластиковые остатки медленно, но постоянно разрушаются в результате влияния солнечной радиации, механического и биологического воздействия. Этот процесс порождает огромное количество макро-, микро- и наночастиц, которые и несут наибольшую опасность для окружающей среды. Мелкие частицы пластмассы объединяются понятием «микропластик» (МП), куда входят полимерные частицы и волокна размером <5 мм [Thompson et al., 2004], также выделяется нанопластик (НП) размером <100 нм. Частицы МП способны сорбировать и переносить загрязняющие вещества. Большинство полимеров содержит в своей молекулярной структуре гидрофобные радикалы, способные образовывать с находящимися в природных водах веществами устойчивые соединения. Благодаря значительной удельной поверхности полимеров на частицах сорбируются стойкие органические загрязнители (СОЗ) и тяжелые металлы, в результате концентрация загрязнителей на частицах может на порядки превышать их естественный фон в

морской воде или в донных отложениях [Казмирук, 2020; Румянцев et al., 2019; Cole et al., 2014]. Морская фауна, съедающая подобные пластиковые частицы, может погибнуть из-за летальных доз СОЗ, негативное влияние оказывается и на человека, потребляющего загрязненные морепродукты.

Первые исследования, посвященные проблеме МП в окружающей среде, начались в 1970-х гг. В 2004 г. число публикаций достигало 70. Это научное направление стало активно развиваться после 2004 г., когда Р.С. Томпсон ввел понятие «микропластик». За 2018–2020 гг. объем публикаций по теме исследования МП и НП составил 2335 статей [Zhou et al., 2022].

Частицы МП и НП находятся практически повсеместно: в водах и донных отложениях Мирового океана, речных, озерных и подземных водах, пляжевых отложениях и даже в снегах и льдах Арктики и Антарктики [Bergmann et al., 2019; Frei et al., 2019; Hurley et al., 2018; Samandra et al., 2022; Zobkov et al., 2020], в продуктах питания, бутилированной воде, в живых организмах всех этапов пищевой цепи [Казмирук, 2020]. Загрязнение пластиком природной среды стало такой же глобальной проблемой, как и изменение климата, поэтому ежегодно растет число работ, посвященных изучению МП и НП. Важно отметить, что основное внимание научного сообщества уделяется проблеме загрязнения МП и НП поверхностных вод, преимущественно морям и океанам, в последние годы активно изучают также пресные воды суши, в то время как исследованиям МП и НП в подземных водах посвящено лишь несколько обзорных зарубежных статей [Re, 2019; Panno et al., 2019; Samandra et al., 2022], российские публикации на эту тему отсутствуют. Важный шаг в исследовании МП и НП в подземных водах — работа немецких коллег, посвященная вопросам миграции полимеров в аллювиальных отложениях [Goerppert, Goldscheider, 2021].

Однозначного мнения о том, насколько токсичны МП и НП для живых организмов, нет. В ряде источников приведены данные о минимальном воздействии МП и НП на некоторые виды бактерий, дрожжей, фито- и простейших, нематод [Goerppert, Goldscheider, 2021]. В других исследованиях показано токсическое воздействие МП и НП и связанных с ними загрязняющих веществ на беспозвоночных, позвоночных, морских птиц и даже млекопитающих [Karbalaei et al., 2018; Triebskorn et al., 2019]. Случаи смерти после употребления МП и НП не зарегистрированы, но установлено, что их употребление беспозвоночными снижает скорость соматического роста, изменяет метаморфоз, снижает репродуктивную способность и вызывает окислительное

повреждение [Triebeskorn et al., 2019]. Воздействие МП на позвоночных животных может происходить также при проглатывании других организмов, вынужденных употреблять МП и НП, или при прямом поглощении фрагментов пластика из загрязненных вод или отложений. На примере мышей показано, что при приеме внутрь и вдыхании МП может накапливаться в печени и селезенке [Karbalaei et al., 2018]. Пероральное введение полистирольных МП вызывает его накопление в кишечнике и почках, что очевидно влияет на окислительно-восстановительный баланс, изменяет энергетический гомеостаз и нейротоксичность [Koelmans et al., 2019].

Основной путь попадания МП и НП в организм человека — вдыхание, употребление контактированных пищевых продуктов и воды, что может привести к воздействию на желудочно-кишечный тракт, нарушению проницаемости эпителия, локальным воспалительным процессам и изменениям состава кишечной микробиоты, бронхиальным реакциям, воспалительным и фиброзным изменениям в бронхиальной и перибронхиальной ткани и др. [Karbalaei et al., 2018].

Рассмотрим виды и источники МП и НП, обобщив исследования количественных оценок загрязнения МП и НП природных вод в России. Нами выполнен обзор методов идентификации количества частиц МП и НП и химического состава полимеров.

**Виды и источники микро- и нанопластика.** Микропластик объединяет широкую группу полимеров различного химического состава, размера, формы, цвета и происхождения. В настоящее время существует несколько размерных градаций, по которым частицы следует относить к микропластику: < 1 мм [Browne et al., 2007]; < 2 мм [Ryan et al., 2009]; > 1,6 мкм [Ng, Obbard, 2006]; 2–6 мм [Derraik, 2002]; < 10 мм [Graham, Thompson, 2009]. Наиболее распространенной границей размера МП служит размер частиц < 5 мм [Cole et al., 2011; Zobkov et al., 2020], который утвердило Национальное управление океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA [Arthur et al. 2009]). К наночастицам рекомендуется относить гранулы размером 1–100 нм [Commission European, 2011], есть и другие градации нанопластика: 1 мм–1 нм, <1000 нм [Казмирук, 2020; Mariano et al., 2021]. В работе [Румянцев и др., 2019] приведена следующая классификация подразделения частиц пластика по размеру на нанопластик (<1 мкм), малый микропластик (<1 мм), крупный микропластик (1–5 мм), микропластик (<5 мм), мезопластик (<25 мм), макропластик (>25 мм) и мегапластик (>1 м).

Пластмассу формируют полимеры разнообразного химического состава и свойств. В состав полимеров входят полиэтилен (PE), полипропилен (PP), полистирол (PS), полиэтилентерефталат (PET), поливинилхлорид (PVC), полиуретан (PUR), тefлон (PTFE), нейлон (Nylon) и др. Плотность пластиков

изменяется от 0,01–0,04 (экструзионный пенополистирол) до 1,2–2,3 г/см<sup>3</sup> (политетрафторэтилен). Свойства пластика могут изменяться в процессе нахождения в окружающей среде, например, за счет обрастания микроорганизмами, процессов сорбции на поверхности пластика или агрегации с органическими частицами, при этом первоначальная плотность увеличивается.

МП и НП по происхождению подразделяются на два вида: первичный и вторичный. Первичные полимеры представляют собой микрогранулы, специально изготовленные для использования в косметических, лекарственных и моющих средствах, средствах личной гигиены, при дробеструйной обработке или в виде пеллет, используемых для производства более крупных изделий [Казмирук, 2020; Cole et al., 2011; Derraik, 2002]. Частицы первичного МП и НП в исходном виде попадают в окружающую среду со сточными водами или через очистные сооружения, так как размер гранул не позволяет их отфильтровать. Вторичные МП и НП образуются при распаде крупных полимерных продуктов: при истирании шин, разрушении дорожного покрытия, дефрагментации пластикового мусора на сушке и в Мировом океане, при стирке, производстве синтетических тканей. МП и НП, образованные при стирке синтетических изделий, некоторые исследователи относят к категории первичного пластика (рис. 1). Подсчитано, что доля частиц вторичного МП составляет 70–80% от общего количества МП, поступающего в среду.

МП и НП также классифицируют на основе их физических свойств, таких, как плотность (легкие/тяжелые), твердость (твёрдые/мягкие) или форма (фрагменты, шарики, нити и гранулы) [Hidalgo-Ruz et al., 2012].

Деградация МП и НП — функция их физических и химических свойств, способности взаимодействовать с другими загрязнителями, она зависит от особенностей внешней среды [Verla et al., 2019]. В процессе деградации и разложения МП и НП могут выделять различные токсичные химические вещества, потенциально опасные для здоровья живых организмов. Основной процесс разложения пластика на сушке — фотоокисление, в морской среде оно происходит значительно медленнее, однако добавляются процессы механической абразии за счет волновой активности и биодеградация преимущественно микроорганизмами [Efimova et al., 2018].

В дополнение к деградации частички МП и НП, обладающие большой удельной поверхностью, могут накапливать на поверхности органические загрязнители из окружающей среды: полиароматические углеводороды, хлорорганические пестициды, полихлорированные бифенилы и тяжелые металлы [Verla et al., 2019]. Таким образом, частички МП и НП выступают в роли транспортного средства для переноса различных токсичных химических веществ в окружающей среде, адсорбированных на их по-

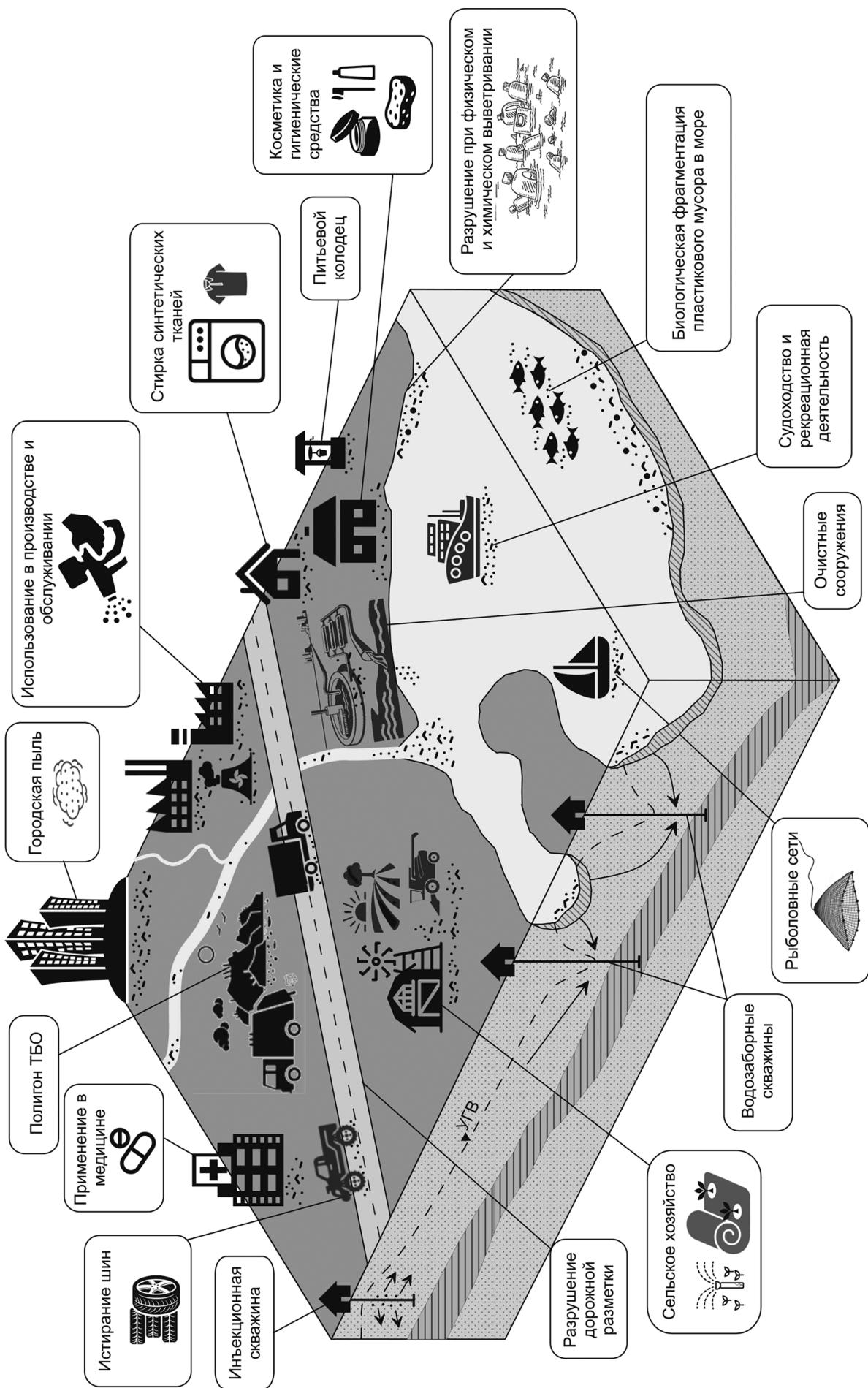


Рис. 1. Потенциальные источники загрязнения микро- и нанопластиком природных вод (схема переработана и дополнена по данным [Karbalaie et al., 2018])

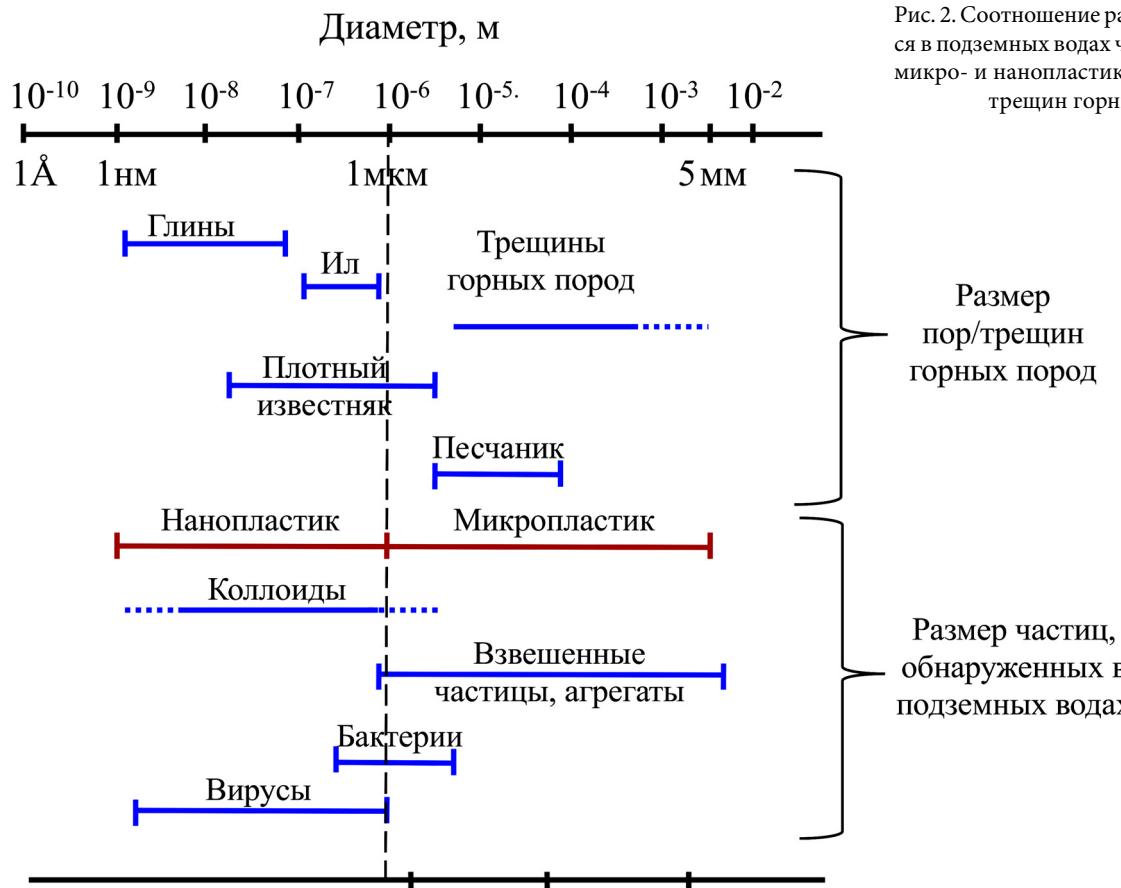


Рис. 2. Соотношение размера находящихся в подземных водах частиц, в том числе микро- и нанопластика, и размера пор и трещин горных пород

верхности. При попадании в донные осадки, водоносные горизонты или живые организмы токсичные вещества высвобождаются в процессе десорбции и аккумулируются в новой системе.

Большинство исследований загрязнения МП и НП сосредоточено на поверхностных водах. В последние несколько лет стали появляться исследования, направленные на изучение загрязнения МП и НП подземных вод [Goepert, Goldscheider, 2021; Panno et al., 2019; Re, 2019]. Однако информации о миграции и трансформации пластиковых микро- и нановолокон в системе подземная вода–порода крайне мало. Очевидно, что зона аэрации и водовмещающие породы выступают естественным фильтром, который должен задерживать частицы и волокна МП и НП, в связи с этим следует ожидать их низкое содержание в водоносном горизонте. Однако мелкая фракция НП благодаря небольшим размерам может успешно достигать водоносного горизонта и мигрировать с потоком подземных вод к водозаборным скважинам (рис. 2).

**Распространение микро- и нанопластика в подземных и поверхностных водах.** Исследования загрязнения МП и НП поверхностных вод суши и их донных отложений проводятся во всем мире в большом масштабе. Частицы МП и НП обнаружены в США и Канаде, Австралии, ЮАР, Китае, а также в европейских странах. В донных отложениях р. Ротер-Майн (Германия) частицы МП размером 500–5000 мкм были обнаружены на глубине 0,6 м в

малой концентрации (<1 шт/кг сухого веса). В одной пробе исследовали содержание более мелких частиц (20–500 мкм), наибольшее количество МП (~30 000 шт/кг) обнаружено в размерном диапазоне 20–50 мкм [Frei et al., 2019]. В реках Великобритании содержание частиц МП в донных отложениях в отдельных пробах достигало 75 000 шт/кг, при этом размер исследованных частиц был не менее 63 мкм [Hurley et al., 2018].

Китайские ученые исследовали распространение и свойства МП в поверхностных водах озер Донгтинг и Хонг в среднем течении р. Янцзы [Wang et al., 2018]. Концентрация МП в этих озерах составила 900–2800 и 1250–4650 шт/м<sup>3</sup> соответственно. Доминирующая форма частиц — волокна, а по составу — полиэтилен и полипропилен.

Масштабные исследования содержания МП и НП в поверхностных водах было проведено в провинции Гаутенг и в Северо-Западной провинции ЮАР [Bouwman et al., 2018]. В процессе исследования опробованию подверглись несколько рек, из которых суммарно отобрали 43 пробы. В среднем содержание частиц размером 20–1500 мкм составило 0,82 шт/л. Более 90% обнаруженных частиц имеет размер 20–300 мкм. В двух пробах получены аномальные значения концентрации МП — 38–56 шт/л. Авторы сопоставили полученные результаты с данными предыдущих исследований и пришли к выводу, что наибольшая концентрация МП и НП в водной среде характерна для развитых стран.

В Японском море неоднократно проводились работы по исследованию загрязнения МП, однако количественные характеристики до сих пор отсутствуют. Качественный анализ обнаруженных частиц показал, что МП представлен преимущественно полиэтиленом, полипропиленом, частицами целлюлозы, выявлено некоторое количество метилфениламина, формальдегида, монокарбоксидов [Блиновская, Якименко, 2018].

Измеренные величины концентрации МП в воде Финского залива составляют 0,7–4,7 шт/л, в донных отложениях — 30–120 шт/кг [Поздняков и др., 2020]. По форме частиц во всех пробах преобладают фрагменты пластика (96%), микроволокна (3%) и микрогранулы (1%), по химическому составу полимеры в основном представлены полиэтилентерефталатом.

Пространственную и временную закономерности распределения МП анализировали в Севастопольской бухте Крымского полуострова, за период исследования содержание МП составило 0,6–7 шт/м<sup>3</sup>, при этом концентрация отличалась в разные даты отбора [Mukhanov et al., 2019]. Доля волокон среди микрочастиц варьировала от 7 до 75%; аналогично содержанию частиц она не зависит от места и времени отбора. Выявить какие-либо закономерности распределения МП не удалось, что объясняется многофакторностью процессов образования, движения и накопления МП.

В работе [Kane, Clare, 2019] обобщены данные определения содержания МП в глубоководных морских донных отложениях. В обзор включено 49 определений содержания МП в донных отложениях Атлантического, Тихого, Северного Ледовитого и Индийского океанов, Северного, Средиземного и Черного морей. Частицы МП обнаружены повсеместно на морском дне по всему миру. Концентрация частиц в глубоководных отложениях (до 3000–4000 шт/л) сопоставима, а иногда и выше концентрации частиц в приливно-отливных и мелководных отложениях. Указанные авторы установили, что фрагменты МП в основном обнаружены недалеко от областей поступления мусора в моря и океаны, в то время как микроволокна имеют более широкое распространение и, вероятно, легко переносятся придонными течениями.

Определение концентрации и химического состава МП в поверхностных водах суши на территории Российской Федерации проводится сравнительно недавно. В России первые работы по изучению загрязнения МП были посвящены исследованию акватории, пляжевых и донных отложений Балтийского, Черного и Японского морей и Ладожского озера [Блиновская, Якименко, 2018; Bagaev et al., 2018; Efimova et al., 2018]. Однако в последние два года расширился круг объектов исследований и резко возросло число российских публикаций, выполнено несколько работ по определению МП в водах и донных отложениях Балтийского моря, водах арктических морей, появились исследования

речных и озерных вод [Ершова и др., 2021; Ильина и др., 2021; Поздняков и др., 2020; Esiukova et al., 2020; Frank et al., 2021a; Frank et al., 2021b; Lisina et al., 2020; Malygina et al., 2021; Zobkov et al., 2020].

Наиболее масштабные по пространственному охвату исследования загрязнения МП морской акватории Российской Федерации выполнены в рамках научной экспедиции «ТРАНСАРКТИКА-2019», в результате получена средняя концентрация 11,3 шт/м<sup>3</sup> для морей российской Арктики и 143 шт/м<sup>3</sup> для морей Дальнего Востока [Ершова и др., 2021]. Максимальное содержание МП составило 357 шт/м<sup>3</sup>, обнаружено в Охотском море, минимальное — 1 шт/м<sup>3</sup> в Восточно-Сибирском море (табл. 1). Предварительный анализ показал, что по форме обнаруженные частицы относятся к волокнам и фрагментам, а по химическому составу — это полимеры типов полиэтилентерефталат, полипропилен и полиэтилен.

Детально изучено содержание МП в воде и донных отложениях Балтийского моря, наиболее изученного объекта отечественных исследователей [Bagaev et al., 2018; Efimova et al., 2018; Esiukova et al., 2020; Zobkov et al., 2020; Zobkov, Esiukova, 2017]. В результате работы нескольких научных экспедиций установлено содержание МП в воде в диапазоне от 92 до 933 шт/м<sup>3</sup> (среднее 400 шт/м<sup>3</sup>); при этом содержание МП в осадках Балтийского моря варьирует от 107 до 10 179 шт/кг при среднем 876 шт/кг. Получен широкий спектр химического состава полимеров из донных отложений: полиэтилен (11,1%), полипропилен (8,3%), полиэтилентерефталат (4,6%), а также ацетат целлюлозы, поливинилхлорид, синтетический каучук, полистирол, нейлон и пр. [Esiukova et al., 2020]. К сожалению, значительную часть образцов (47,2%) не удалось идентифицировать из-за влияния синтетических красителей. Волокна составляют основную часть обнаруженного МП, их доля в воде составляет 89%, в морских осадках — 74,5%, также обнаружены фрагменты и пленки.

В связи со сложностью изучения и определения состава нанопластика работ, посвященных его распространению в природных водах, мало.

Несколько исследований выполнено относительно содержания МП в водах оз. Байкал, Ладожского озера, шести озер в южной части Сибири, выявлены значения концентрации полимеров в донных отложениях Онежского и Ладожского озер (рис. 3). Так, в Ладожском озере максимальная концентрация составляет 2400 шт/м<sup>3</sup>, содержание частиц МП в донных отложениях — 60–200 шт/кг [Поздняков и др., 2020]. Высокая концентрация полимеров ( $4\text{--}26 \cdot 10^3$  шт/м<sup>3</sup>) обнаружена в алтайских озерах Западно-Сибирской платформы, несмотря на расположение озер на территории Алтайского и Катуньского заповедников. В среднем распределение МП в озерах по форме следующее: пленки (21%), фрагменты (37%), волокна (9%), пенопласт (14%) и гранулы (19%); однако оно значительно отличается в каждом озере [Malygina et al., 2021]. Например,

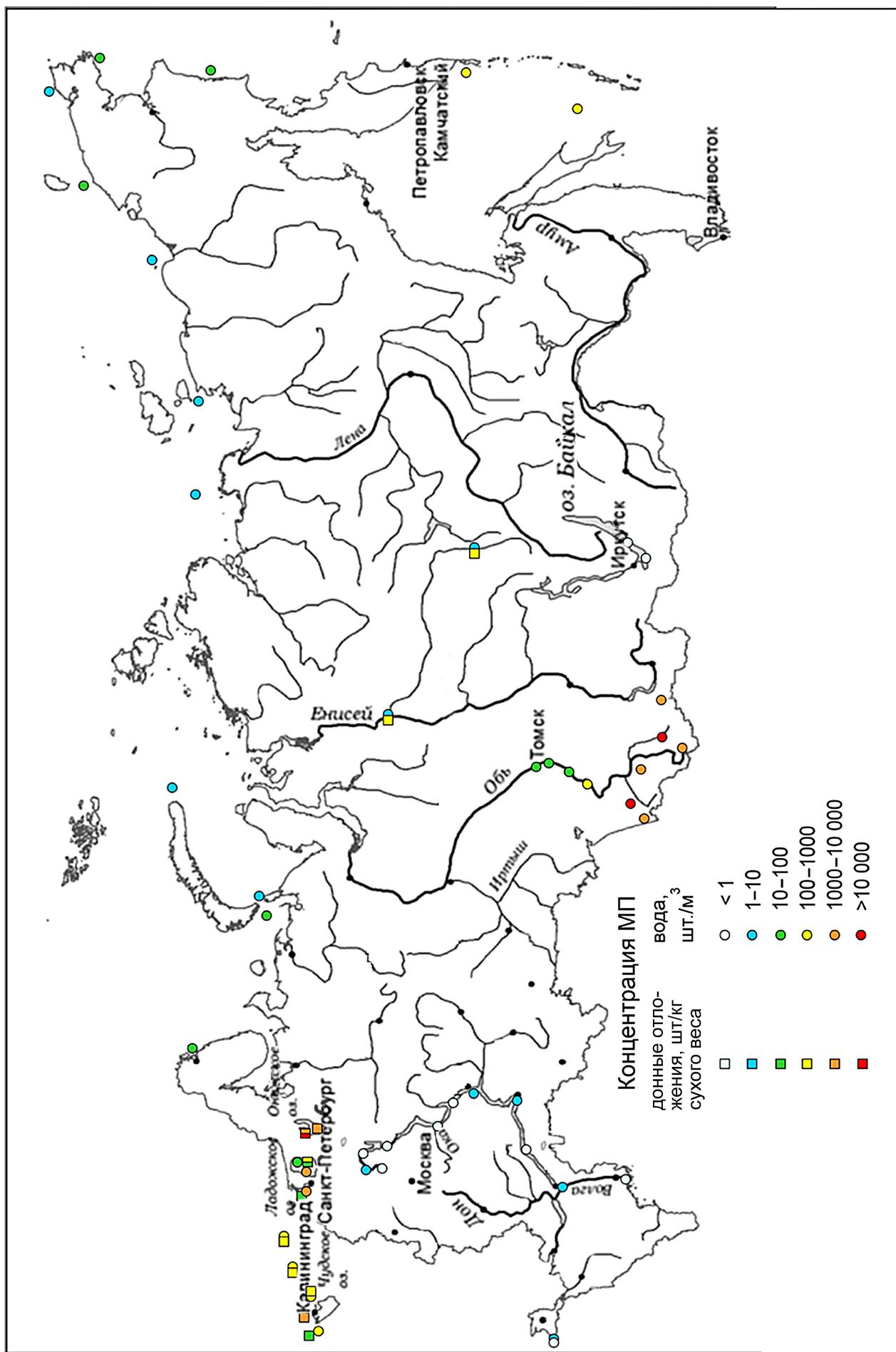


Рис. 3. Концентрация микропластика в природных водах и донных отложениях на территории России по результатам отечественных исследований. Карта построена по материалам [Ершова и др., 2021; Ильина и др., 2021; Поздняков и др., 2020; Esiukova et al., 2020; Frank et al., 2021a, b; Lisina et al., 2020; Malygina et al., 2021; Zobkov et al., 2020]

**Содержание микропластика в природных водах мира и России**

Таблица 1

Объект	Размер частиц	Содержание	Источник
<i>Снежный покров</i>			
Лед, пролив Фрама, Северный Ледовитый океан	>11 мкм	0–14400 шт/л	[Bergmann et al., 2019]
Снег в горах, Швейцария, Германия		191–154000 шт/л	
<i>Поверхностные воды</i>			
Северное море	0,355–4,75 мм	0–1,5 шт/м <sup>3</sup>	[Maes et al., 2017]
Мировой океан, глубина 1176–4881 м	5 мкм–1 мм	0,5 шт/л	[Казмирук, 2020]
ЮАР, река	20 мкм–1,5 мм	0,32–56 шт/л	[Bouwman et al., 2018]
Озера Донгтинг и Хонг, Китай	>50 мкм	0,9–4,7 шт/л	[Wang et al., 2018]
Водохранилище Три ущелья, Китай	48 мкм–5 мм	1,6–12,6 шт/л	[Казмирук, 2020]
Водохранилище, Чехия	>1 мкм	1383–2040 шт/л	
Река, Чехия		3123–4464 шт/л	
<i>Донные отложения рек, морей и океанов</i>			
Северное море	0,355–4,75 мм	0–3146 шт/кг	[Maes et al., 2017]
Река Ротер-Майн, Германия	500 мкм–5 мм	<1 шт/кг	[Frei et al., 2019]
	20–50 мкм	~30000 шт/кг	
Река Эруэлл и Мерси, Великобритания	63 мкм–5 мм	300–75000 шт/кг	[Hurley et al., 2018]
Тихий океан, Курило-Камчатский желоб, глубина 4869–5766 м	<1 мм	2,02 шт/м <sup>2</sup>	[Kane, Clare, 2019]
Центральный арктический бассейн	>100 мкм	0–2 шт/10 г	
<i>Подземные воды</i>			
Австралия	18–491 мкм	16–97 шт/л	[Samandra et al., 2022]
Индия	0,12–2,5 мм	4,2–10,1 шт/л	[Huang et al., 2021]
США	45 мкм–1,5 мм	0,86–15,2 шт/л	
Германия	50–150 мкм	0–7 шт/л	
ЮАР	20 мкм–1,5 мм	0,12–0,29 шт/л	[Bouwman et al., 2018]
<i>Вода после водоподготовки</i>			
Бутилированная минеральная вода, Германия	>1 мкм	0–35462 шт/л	[Казмирук, 2020]
Бутилированная вода, Германия	5–100 мкм	2–241 шт/л	
Водопроводная вода, Дания	10–100 мкм	0–0,8 шт/л	[Strand et al., 2018]
	>100 мкм	0,08–0,6 шт/л	
Очищенные поверхностные воды, Чехия	>1 мкм	243–684 шт/л	[Казмирук, 2020]
<i>Прочее</i>			
Пляжные отложения, Южная Корея	50 мкм–5 мм	56–285673 шт/м <sup>2</sup>	[Казмирук, 2020]
Италия, экскурсионные карстовые пещеры	0,1–5 мм	1600–4390 шт/кг	[Balestra, Bellopede, 2022]
Водопроводная вода, Китай	43 мкм–5 мм	0,20–1,73 шт/л	[Казмирук, 2020]

в оз. Кучукское в равном количестве (50%) выявлены волокна и микроГранулы, а в оз. Джулукуль аналогичные пропорции составляют фрагменты МП и пенопласта, в Телецком озере представлены все категории полимеров, включая как первичный, так и вторичный МП. Средняя концентрация МП в оз. Байкал составила 0,27 шт/м<sup>3</sup>, включая весь размерный ряд найденных частиц полимеров, при этом массовая доля МП в общей выборке составляет 42,4%, мезопластика — 12,4%, макропластика — 45,2% [Ильина и др., 2021]. По форме преобладают пленки (59,6%), также в общей выборке обнаружены фрагменты и волокна, первичный пластик отсутствует. Анализ химического состава прово-

дился только для выборки из 10 частиц, получены следующие результаты: полиэтилен составил 50%, полипропилен — 40%, полистирол — 10%. Детальное изучение донных отложений Онежского озера выявило экстремально высокую концентрацию МП в Кондопожской губе — до 217 000 шт/кг сухого веса. МП представлен преимущественно микроГранулами, следовательно, наблюдается загрязнение первичным МП, что, вероятно, обусловленное работой Кондопожского целлюлозно-бумажного комбината. Среднее содержание МП в осадках озера составило  $2189 \pm 1164$  шт/кг сухого веса, минимальное 266–380 шт/кг, МП представлен преимущественно волокнами, за исключением Кондопожской губы.

В последние два года началось исследование загрязнения МП крупных рек России. Детальные работы проведены группой исследователей географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова вдоль русла Волги: от истоков до устья отобраны 34 пробы, в которых концентрация МП составила 0,16–4,1 шт./м<sup>3</sup> [Lisina et al., 2020]. Максимальная концентрация 1,9–4,1 шт./м<sup>3</sup> установлена в районе крупных городов Казань, Нижний Новгород, Волгоград, Тверь (рис. 3). Аналогичные значения концентрации получены также в среднем течении Енисея — 1,2–4,5 шт./м<sup>3</sup>, при этом в донных отложениях — 235–543 шт./кг [Frank et al., 2021a]. На порядок выше содержание МП наблюдается в верхнем течении Оби и ее притоке Томи — 29,2–114 шт./м<sup>3</sup>, максимальная концентрация выявлена у г. Новосибирск [Frank et al., 2021b]. В воде Волги доля фрагментов и пленок МП составляла 41 и 37% соответственно, а доля волокон — 22%, по составу представлены преимущественно полиэтиленом и полипропиленом [Lisina et al., 2020]. В пробах воды из р. Енисей выявлены микроволокна, пленки и фрагменты пластика, в то время как в пробах из донных отложений р. Енисей основной тип МП — микроволокна, в небольшом количестве обнаружены пленки и фрагменты; микрограммулы и пеллеты не выявлены. В реках Томь и Обь превалировали микрофрагменты неправильной формы (47,4%), также обнаружены микроволокна (22,1%), микропленки (20,8%) и микрограммулы (9,74%). Сравнивая результаты трех исследований, можно сделать вывод, что первичный МП обнаружен только в речных пробах рек Обь и Томь, в Волге и Енисее наблюдается загрязнение вторичным МП.

Исследованиями содержания МП и НП в подземных водах во всем мире занималось всего несколько научных групп, в России это направление пока не развивается. Так, например, группой ученых из США [Huang et al., 2021] определено содержание МП в подземных водах грунтового водоносного горизонта в сильнозакарстованных, трещиноватых карбонатных породах, расположенных в пределах плато Салем и Дрифтлесс (штат Иллинойс). В ходе исследования в 16 из 17 проб подземных вод обнаружен МП, средняя концентрация которого составила 6,4 шт./л. В исследовании австралийских ученых [Samandra et al., 2022] опробован аллювиальный водоносный горизонт месторождения Бахус (штат Виктория, Австралия), который сложен песками, гравием с прослойями глин и суглинка. Из 7 наблюдательных скважин с глубины от 2 до 29 м суммарно отобрана 21 проба. Средний размер выявленных частиц МП составил 89 мкм и варьировал от 18 до 491 мкм. Среднее количество частиц МП во всех пробах составило  $38 \pm 8$  шт./л, оно изменялось от 16 до 97 шт./л. Выявлены полиэтилен, полипропилен, полистирол и поливинилхлорид.

Процессы миграции МП изучали в аллювиальном водоносном горизонте при искусственном

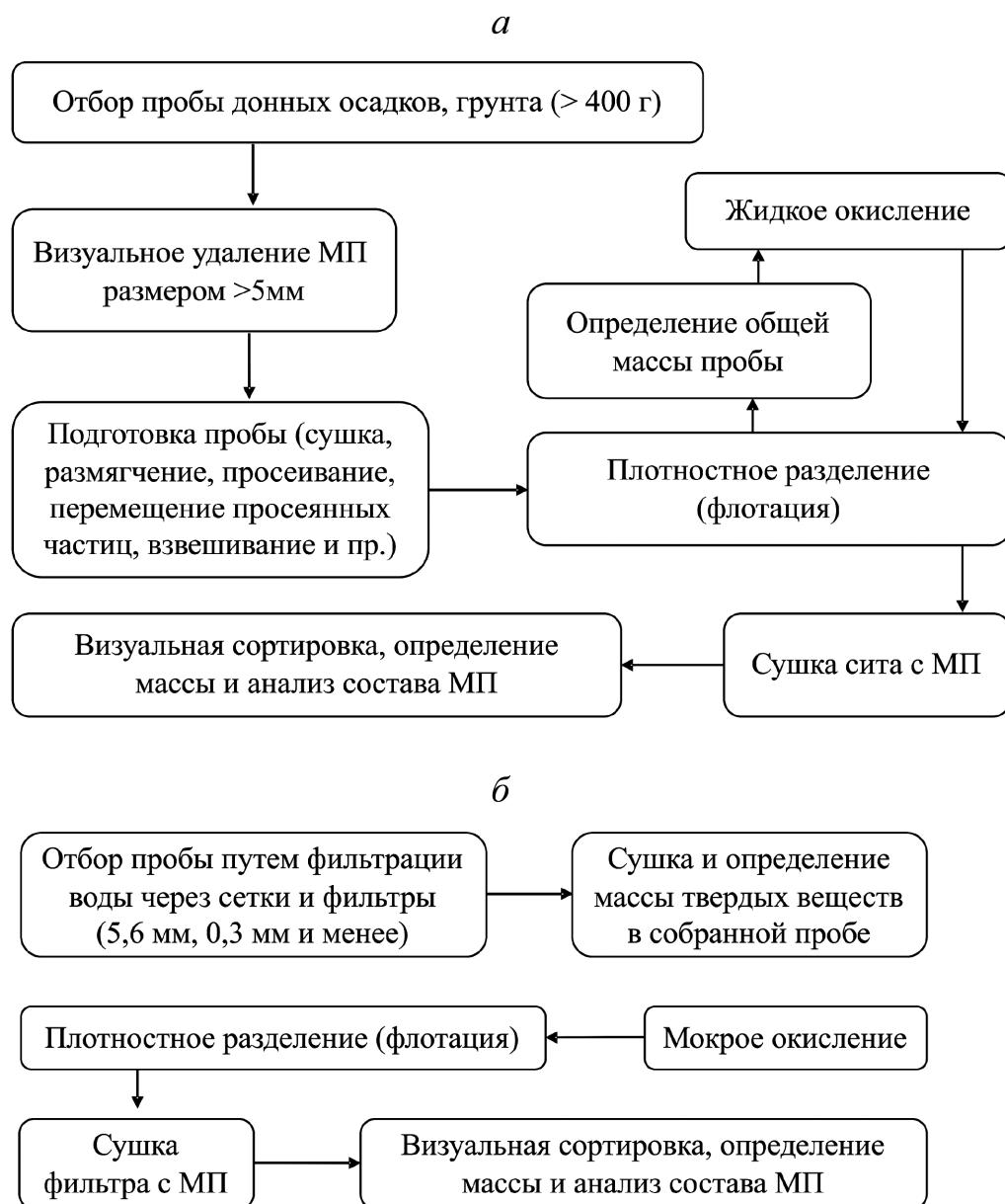
запуске частиц МП диаметром 1–5 мкм [Goepert, Goldscheider, 2021]. Результаты исследования четко показывают возможность миграции МП в песчано-гравийных водоносных горизонтах, что доказывает актуальность изучения загрязнения МП и НП подземных вод.

МП также обнаружен в воде, прошедшей стадию очистки и водоподготовки. Ученые из Чехии опробовали пресную воду до и после очистки. МП был обнаружен во всех образцах, и его содержание варьировало от 1473 до 3605 шт./л в сырой воде и от 243 до 684 шт./л в очищенной воде [Казмирук, 2020], определены частицы МП размером до 1 мкм и установлено, что частицы размером до 10 мкм составляют 95%. В водопроводной воде Дании, отобранной непосредственно из кранов потребителей, концентрация частиц МП весьма незначительна [Strand et al., 2018]. Обнаруженные частицы представлены полиэтилентерефталатом, полипропиленом и полистиролом. Концентрация частиц МП в среднем составила до 0,8 шт./л.

По результатам анализа опубликованной литературы составлена обобщающая таблица (табл. 1) содержания МП в водных системах мира и РФ. При анализе данных этой таблицы видно, что диапазон концентрации МП в природных объектах очень широк, например, диапазон содержания в озерах МП составляет пять порядков, в реках — четыре порядка, при этом концентрация МП в донных отложениях практически во всех пробах существенно превышает соответствующие значения в воде (табл. 1). Различия в количественном содержании МП в водных объектах, а также в физико-химических характеристиках полимеров связаны, во-первых, с различными источниками загрязнения на урбанизированных, сельскохозяйственных и природных территориях; во-вторых, с разными природными факторами (ветровой режим, гидрологические и гидродинамические условия водных объектов); в-третьих, с разными методиками отбора проб.

**Способы и проблемы определения микро- и нанопластика в природных водах.** Анализ МП и НП из проб окружающей среды требует ряд подготовительных процедур, включающих разделение после отбора проб, очистку, идентификацию и количественную оценку. При этом применяются различные методы для отбора проб воды и донных осадков. Разработкой и тестированием методов отбора и подготовки проб поверхности воды и донных отложений, созданием методики обнаружения в них МП занимаются многие научные группы [Cole et al., 2014; Hidalgo-Ruz et al., 2012; Masura et al., 2015; Nuelle et al., 2014; Strungaru et al., 2019; Zobkov et al., 2020]. Относительно опробования подземных вод каких-либо установленных рекомендаций пока нет, но в целом методика анализа МП и НП в подземных водах будет близка, а местам идентична с методиками для поверхностных вод.

Рис. 4. Общая схема анализа содержания микропластика: *а* — в пробе донных осадков, грунта, *б* — в пробе природной воды (составлена по данным [Cole et al., 2014; Hidalgo-Ruz et al., 2012; Masura et al., 2015; Nuelle et al., 2014; Strungaru et al., 2019])



Отбор проб донных осадков для дальнейшего анализа МП можно проводить дночерпательем, ударной трубкой и пр. В зависимости от задачи исследований можно выделить три основные стратегии отбора проб грунтов: выборочная, концентрирующая и полнообъемная [Zobkov et al., 2020]. Затем для анализа содержания МП в пробах донных осадков или грунтов выполняется их предварительная подготовка (рис. 4, *а*), включающая визуальное удаление МП размером >5 мм пинцетом, подготовка пробы (высушивание пробы, масса около 400 г), размягчение путем добавления, например метаfosфата калия (5,5 г/л), сырое просеивание через сито (0,3 мм) и промывка просеянных твердых частиц дистиллированной водой, сушка (при 90 °C более 24 ч), определение массы твердых частиц, после чего частицы разделяют по плотности.

В качестве разделительной среды используются растворы с повышенной плотностью (например, раствор метавольфрамата лития (плотность

1,6 кг/л), поливольфрамата натрия (1,8 кг/л), NaCl (1,2 кг/л), NaI (1,8 кг/л), ZnCl<sub>2</sub> (1,6 кг/л), CaCl<sub>2</sub> (1,3 кг/л) и пр.) [Nuelle et al., 2014; Strungaru et al., 2019]. Затем МП и НП подвергаются жидкому окислению для химического очищения от лабильного органического вещества в растворах окислителей. В качестве таких растворов может выступать перекись водорода с катализатором Fe(II), кислоты (соляная, серная, азотная), гидроксид натрия (NaOH) и пр. При этом в работе [Nuelle et al., 2014] экспериментально показано, что наиболее эффективно использовать перекись водорода, в то время как кислотное разложение может разрушать или повреждать полимеры с низкой устойчивостью к pH (например, полиамид и полистирол), а 10 mM NaOH при 60 °C может повреждать и обесцвечивать анализируемые частицы МП [Cole et al., 2014]. Поэтому использовать кислоты и гидроксид натрия нужно с осторожностью, чтобы избежать ошибок при анализе состава МП и НП. Погрешность анализа

МП в пробах донных отложений этим методом до 20% [Zobkov et al., 2020].

Анализ содержания и типов МП в поверхностных водах немного проще, чем в донных осадках [Masura et al., 2015; Zobkov et al., 2020]. Общую схему можно представить следующим образом (рис. 4, б). Сначала пробы отбирают путем фильтрации взвеси из природной воды с помощью специальной планктонной сетки или фильтра с разным размером пор (например, 6,5; 0,3 мм и пр.). Длительность сбора проб с поверхности воды составляет 15 мин. Пробы отбирают буксировкой сети Манта, однако время буксировки может быть уменьшено в случае, когда сетка забивается различным материалом (например, водорослями при их бурном цветении, плавающим мусором и пр.). Собранный материал высушивают и определяют массу твердых веществ в пробе. После этого твердые вещества подвергают мокрому окислению, например в среде перекиси водорода в присутствии катализатора Fe(II), для растворения лабильного органического вещества. При этом частицы МП остаются незатронутыми. Оставшиеся нерастворенные фрагменты подвергают плотностному разделению в специальных растворах, выделенный МП собирают на фильтре, сушат и анализируют.

Отметим, что для избежания загрязнения природных проб привнесенными МП и НП при отборе в поле и при их обработке в лаборатории необходимо очищать посуду ( сита, пробирки, чашки и пр.) в ультразвуковой ванне от наличия частиц МП и НП перед применением, не использовать синтетическую одежду и пр.

Анализ МП и НП состоит из двух этапов: физическая характеристика отображаемых фрагментов, а затем химическая характеристика, подтверждающая химическую природу найденных частиц. Микроскопические методы (стерео-, флуоресценция, атомно-силовая, просвечивающая и сканирующая микроскопия) используются в основном для определения физических характеристик частиц, хотя некоторые из них позволяют определять и химический состав. Аналитические методы (спектроскопия и термический анализ) используются для определения химических свойств многих полимеров. Каждый из этих методов имеют свои достоинства, ограничения и недостатки (табл. 2). Отметим, что на данный момент не существует одного оптимального метода, и только их комплексирование позволяет наилучшим образом идентифицировать МП. Отдельно подчеркнем, что на сегодняшний день существуют сложности детектирования мелких частиц МП и НП, а работ, посвященных их распространению в природных водах, крайне мало. Таким образом, существует острая необходимость в улучшении методов анализа именно очень мелких частиц МП и НП. Кроме того, широкий спектр синтетических полимеров с разной химической структурой (алифатические, ароматические с функциональными группами или без них)

и с разным составом, а также наличие добавок или загрязнителей по-прежнему требуют особого подхода и могут создавать серьезные аналитические проблемы при определении.

**Заключение.** За последние несколько лет интерес к изучению загрязнения МП природных сред сильно возрос. Преимущественно изучение МП ведется в поверхностных водах, почвах, донных отложениях, а также в живых организмах. Как показывают результаты обзора, количество МП в природных водах сильно варьирует. В крупных реках России измеренное содержание полимеров изменяется на три порядка, от нескольких шт./ $m^3$  в русле Волги до сотни шт./ $m^3$  в верхнем течении р. Обь. В результате анализа опубликованной литературы установлено, что опробование поверхностных вод на территории Российской Федерации крайне неравномерно, наиболее изучены воды в центральной части России, практически отсутствуют данные о содержании МП в реках и озерах Западной и Восточной Сибири. Значительно более высокие значения концентрации МП обнаружены в донных отложениях рек, озер и морей, превышающие концентрацию полимеров в поверхностной воде на несколько порядков. Таким образом, донные осадки способны концентрировать значительное количество МП и НП, будучи поставщиком полимеров МП и НП и в подземные воды. Особенно остро эта проблема может встать для подземных вод береговых водозаборов, привлекающих поверхностную воду, которая захватывает с собой частицы НП из донных осадков и поставляет загрязнение к водозаборным скважинам и в дальнейшем к конечному потребителю.

Несмотря на то что с каждым годом появляется все больше данных о содержании МП в природных системах, методы, которые используются для его идентификации, до сих пор не стандартизированы. Также нет единого регламента по отбору, лабораторной подготовке проб, контролю для исключения вторичного загрязнения МП для дальнейшей идентификации МП. В связи со сложностью детектирования мелких частиц МП и НП работ, посвященных их распространению в природных водах, мало, поэтому существует острая необходимость в улучшении методов анализа именно очень мелких частиц МП и НП и их идентификации в различных пробах воды.

Анализ специальной литературы показывает, что количество частиц МП напрямую зависит от их размера: чем меньше размеры частиц, тем в большем количестве они обнаруживаются в образцах. В подземных водах концентрация частиц МП стремится к минимальным значениям, что связано с трудностью и длительностью пути миграции МП с поверхности в водоносные горизонты, с размерами пор водоносного горизонта, процессами сорбции и пр. На сегодняшний день известны единичные публикации, в которых изложены результаты исследования содержания МП в подземных водах. Изучение загрязнения МП подземных вод на

Таблица 2

**Основные методы определения количества и состава микропластика в природных водах (составлена по данным [Cole et al., 2014; Hidalgo-Ruz et al., 2012; Masura et al., 2015; Nuelle et al., 2014; Strungaru et al., 2019; Zobkov et al., 2020])**

Тип анализа	Визуальное детектирование / микроскопические методы	Аналитические методы		
Наименование методов	Стереомикроскопия, флуоресценция, атомно-силовая, просвечивающая и сканирующая микроскопия	Инфракрасная спектроскопия с преобразованием Фурье (FTIR)	Рамановская спектроскопия	Термический анализ (дифференциальная сканирующая калориметрия (DSC), термогравиметрия (TGA), пиролитическая газовая хромато-масс-спектрометрия (Py-GC-MS))
Суть метода	Идентификация МП на основе их внешнего вида: формы, размера и цвета частиц	Метод основан на микроскопическом взаимодействии инфракрасного света с химическим веществом посредством процесса поглощения, дает набор диапазонов, называемый спектром, который уникален для каждого химического вещества	Основана на явлении неупругого рассеяния оптического излучения на молекулах вещества, при котором происходит существенное изменение длины волны излучения, что позволяет идентифицировать различные материалы, имеющие один и тот же состав	Количественная оценка свойства материалов в зависимости от контролируемого изменения температуры. Идентификация МП проводится в соответствии с продуктами его распада
Размер частиц для анализа	Частицы до 100 мкм различимы, но их невозможно однозначно идентифицировать как МП	Размер МП до 1–2 мм, толщина <100 мкм	Размер МП до 1 мкм. Нет ограничений по толщине или форме анализируемого образца	Не зависит от размера и формы частиц МП. Для Py-GC-MS: минимальный размер частиц 100 мкм; предел обнаружения: от $1 \cdot 10^{-9}$ до 1 мг
Достоинства	1. Возможность классифицировать пластиковые частицы по размеру, цвету и форме, что позволяет сделать вывод о их происхождении. 2. Доступность анализа (возможность использовать в полевых условиях) и дешевизна. 3. Высокое качество SEM-изображений. 4. Не разрушает образец в процессе определения	1. Достаточно точный анализ. 2. Хорошо детектируются алифатические соединения и сложные полиэфиры. 3. Не разрушает образец в процессе определения	1. Необходима минимальная подготовка образца. 2. Можно получить информацию о химическом составе пластика и содержащихся в нем органических и неорганических наполнителях, пигментах, красителях и пр. 3. Хорошо определяет алифатические и ароматические соединения. 4. Возможен анализ образцов в растворе, газе, пленке, поверхности, твердых телах и монокристаллах. 5. Позволяет визуально выбрать определенную область/часть образца для анализа	1. Не требует предварительной обработки образца. 2. Возможность характеризовать полимеры и добавки, присутствующие в образце. 3. Сокращение времени и стоимости анализа по сравнению с другими методами с экстракцией растворителями. 4. Биообрастание, загрязняющие вещества или добавки не препятствуют идентификации и количественному определению типов полимеров. 5. Возможность анализировать образец массой до 100 мг (TGA)
Недостатки/ограничения	1. Субъективный анализ, что приводит к большим различиям результатов между наблюдателями (60–100%). 2. Высокие временные затраты на анализ, трудоемок. 3. Ошибочная классификация других материалов как пластиков. 4. Необходимость предварительной пробоподготовки. 5. Сложно использовать в качестве потокового анализа. 6. Высокая ошибка определения (20–70%)	1. Загрязняющие вещества и примеси мешают определению. 2. Высокая стоимость оборудования. 3. Одиночное определение требует много усилий со стороны оператора и редко используется при анализе сложных образцов. 4. Требует временных затрат на определение	1. Необходимо продолжительное измерение для избежания слабых сигналов, трудоемкость измерения. 2. Интерференция флуоресценции, зависящей от характеристик материала, таких, как цвет, биообрастание и деградация. 3. Разрушение полимеров в процессе измерения. 4. Высокая стоимость оборудования	1. Деструкция образцов в ходе анализа. 2. Не дает информацию о размере и форме частиц

территории России не выполнялось. С течением времени проблема пластикового и, соответственно, микропластикового загрязнения усугубится и, не имея определенных знаний и фактических данных о точной концентрации частиц МП и концентрации

сопутствующих ему загрязнителей, невозможно найти пути ее разрешения и методы эффективной очистки вод. Поэтому необходимо интенсифицировать исследования, направленные на изучение геохимии МП в подземных водах.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Блиновская Я.Ю., Якименко А.Л.* Анализ загрязнения акватории залива Петра Великого (Японского моря) микропластиком // Успехи современного естествознания. 2018. № 1. С. 68–73.
- Еришова А.А., Еремина Т.Р., Дунаев А.Л.* и др. Исследование загрязнения микропластиком морей российской Арктики и Дальнего Востока // Арктика: экология и экономика. 2021. Вып. 11, № 2. С. 164–177.
- Ильина О.В., Колобов М.Ю., Ильинский В.В.* Пластиковое загрязнение прибрежных поверхностных вод среднего и южного Байкала // Водные ресурсы. 2021. Вып. 48. С. 42–51.
- Казмирук В.Д.* Микропластик в окружающей среде. Нарастающая проблема планетарного масштаба. М.: Ленанд, 2020.
- Козловский Н.В., Блиновская Я.Ю.* Микропластик — макропроблема Мирового океана // Междунар. журн. прикладных и фундаментальных исследований. 2015. Вып. 10. № 1. С. 159–162.
- Поздняков Ш.Р., Иванова Е.В., Гузева А.В.* и др. Исследование содержания частиц микропластика в воде, донных отложениях и грунтах прибрежной территории Невской губы Финского залива // Водные ресурсы. 2020. Вып. 47. № 4. С. 411–420.
- Румянцев В.А., Поздняков Ш.Р., Крюков Л.Н.* К вопросу о проблеме микропластика в континентальных водоемах // Российский журн. прикладной экологии. 2019. № 2. С. 60–64.
- Bagaev A., Khatmullina L., Chubarenko I.* Anthropogenic microlitter in the Baltic Sea water column // Marine Pollution Bull. 2018. Vol. 129. P. 918–923.
- Balestra V., Bellopede R.* Microplastic pollution in show cave sediments: First evidence and detection technique // Environ. Pollution. 2022. Vol. 292. 118261.
- Bergmann M., Mütsel S., Primpke S.* et al. White and wonderful? Microplastics prevail in snow from the Alps to the Arctic // Sci. Advances. 2019. N 5. eaax 1157.
- Bouwman H., Minnaar K., Bezuidenhout C., Verster C.* Microplastics in freshwater environments // Water Resources Commission, North West University. 2018. 85 p.
- Browne M.A., Galloway T., Thompson R.* Microplastic — an emerging contaminant of potential concern? // Integr Environ Assess Manag. 2007. N 3. P. 559–561.
- Cole M., Lindeque P., Halsband C., Galloway T.S.* Microplastics as contaminants in the marine environment: A review // Marine Pollution Bull. 2011. Vol. 62. P. 2588–2597.
- Cole M., Webb H., Lindeque P.K.* et al. Isolation of microplastics in biota-rich seawater samples and marine organisms // Sci. Rep. 2014. Vol. 4. 4528.
- Derraik J.G.B.* The pollution of the marine environment by plastic debris: a review // Marine Pollution Bull. 2002. Vol. 44. P. 842–852.
- Efimova I., Bagaeva M., Bagaev A.* et al. Secondary microplastics generation in the Sea Swash Zone With Coarse Bottom sediments: Laboratory experiments // Frontiers in Marine Sci. 2018. N 5. 313.
- Esiukova E., Zobkov M., Chubarenko I.* Data on microplastic contamination of the Baltic Sea bottom sediment samples in 2015–2016 // Data in Brief. 2020. Vol. 28. 104887.
- Frank Y.A., Vorobiev D.S., Kayler O.A.* et al. Evidence for microplastics contamination of the remote tributary of the Yenisei river, Siberia — the pilot study results // Water. 2021. Vol. 13. 3248.
- Frank Y.A., Vorobiev E.D., Vorobiev D.S.* Preliminary screening for microplastic concentrations in the surface water of the Ob and Tom rivers in Siberia, Russia // Sustainability. 2018. Vol. 13. 80.
- Frei S., Piehl S., Gilfedder B.S.* et al. Occurrence of microplastics in the hyporheic zone of rivers // Sci. Rep. 2019. Vol. 9. 15256.
- Geyer R., Jambeck J.R., Law K.L.* Production, use, and fate of all plastics ever made // Sci. Advances. 2017. Vol. 3. e1700782.
- Goepert N., Goldscheider N.* Experimental field evidence for transport of microplastic tracers over large distances in an alluvial aquifer // J. Hazardous Materials. 2021. Vol. 408. 124844.
- Graham E.R., Thompson J.T.* Deposit- and suspension-feeding sea cucumbers (Echinodermata) ingest plastic fragments // J. Experimental Marine Biology and Ecology. 2009. Vol. 368. P. 22–29.
- Hidalgo-Ruz V., Gutow L., Thompson R.C., Thiel M.* Microplastics in the marine environment: a review of the methods used for identification and quantification // Environmental Sci. & Technology. 2012. Vol. 46. P. 3060–3075.
- Huang J., Chen H., Zheng Y.* et al. Microplastic pollution in soils and groundwater: Characteristics, analytical methods and impacts // Chem. Engineering J. 2021. Vol. 425. 131870.
- Hurley R., Woodward J., Rothwell J.J.* Microplastic contamination of river beds significantly reduced by catchment-wide flooding // Nature Geosci. 2018. Vol. 11. P. 251–257.
- Kane I.A., Clare M.A.* Dispersion, accumulation, and the ultimate fate of microplastics in deep-marine environments: A review and future directions // Frontiers in Earth Sci. 2019. Vol. 7. 80.
- Karbalaei S., Hanachi P., Walker T.R., Cole M.* Occurrence, sources, human health impacts and mitigation of microplastic pollution // Envir. Sci. and Pollution Res. 2018. Vol. 25. P. 36046–36063.
- Koelmans A.A., Mohamed Nor N.H., Hermsen E.* et al. Microplastics in freshwaters and drinking water: Critical review and assessment of data quality // Water Res. 2019. Vol. 155. P. 410–422.
- Lisina A.A., Platonov M.M., Lomakov O.I.* et al. Microplastic abundance in Volga River: results of a pilot study in Summer 2020 // Geography, Environment, Sustainability. 2020. Vol. 14. P. 82–93.
- Maes T., Van der Meulen M.D., Devriese L.I.* et al. Microplastics baseline surveys at the water surface and in sediments of the North-East Atlantic // Frontiers in Marine Sci. 2017. Vol. 4. 135.
- Malygina N., Mitrofanova E., Kuryatnikova N.* et al. Microplastic pollution in the surface waters from plain and

mountainous lakes in Siberia, Russia // Water. 2021. Vol. 13. 2287.

*Masura J., Baker J., Foster G., Arthur C.* Laboratory methods for the analysis of microplastics in the marine environment: recommendations for quantifying synthetic particles in waters and sediments // NOAA Technical Memorandum NOS-OR&R-48. U.S. Department of Commerce. 2015. 31 p.

*Mukhanov V.S., Litvinyuk D.A., Sakhon E.G. et al.* A new method for analyzing microplastic particle size distribution in marine environmental samples // Ecologica Montenegrina. 2019. Vol. 23. P. 77–86.

*Ng K.L., Obbard J.P.* Prevalence of microplastics in Singapore's coastal marine environment // Marine Pollution Bull. 2006. Vol. 52. P. 761–767.

*Nuelle M.-T., Dekiff J.H., Remy D., Fries E.* A new analytical approach for monitoring microplastics in marine sediments // Environ. Pollution. 2014. Vol. 184. P. 161–169.

*Panno S.V., Kelly W.R., Scott J.* Microplastic contamination in karst groundwater systems // Groundwater. 2019. Vol. 57. P. 189–196.

*Peng Y., Wu P., Schartup A.T., Zhang Y.* Plastic waste release caused by COVID-19 and its fate in the global ocean // Proceed. of the National Academy of Sciences. 2019. Vol. 118. e2111530118.

*Re V.* Shedding light on the invisible: addressing the potential for groundwater contamination by plastic microfibers // Hydrogeology J. 2019. Vol. 27. P. 2719–2727.

*Ryan P.G., Moore C.J., van Franeker J.A., Moloney C.L.* Monitoring the abundance of plastic debris in the marine environment // Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biol. Sci. 2009. Vol. 364. P. 1999–2012.

*Samandera S., Johnston J.M., Jaeger J.E. et al.* Microplastic contamination of an unconfined groundwater aquifer in Victoria, Australia // Sci. Total Environment. 2022. Vol. 802. 149727.

*Strand J., Feld L., Murphy F. et al.* Analysis of microplastic particles in Danish drinking water // Aarhus University. DCE — Danish Centre for Environment and Energy, Aarhus University. 2018. 34 p.

*Strungaru S.-A., Jijie R., Nicoara M. et al.* Micro- (nano) plastics in freshwater ecosystems: Abundance, toxicological impact and quantification methodology // TrAC Trends in Analytical Chemistry. 2019. Vol. 110. P. 116–128.

*Thompson R.C., Olsen Y., Mitchell R.P. et al.* Lost at Sea: Where Is All the Plastic? // Science. 2004. Vol. 304. P. 838–838.

*Triebeskorn R., Brauneck T., Grummt T. et al.* Relevance of nano- and microplastics for freshwater ecosystems. A critical review // TrAC Trends in Analytical Chemistry. 2019. Vol. 110. P. 375–392.

*Verla A.W., Enyoh C.E., Verla E.N., Nwarnorh K.O.* Microplastic-toxic chemical interaction: a review study on quantified levels, mechanism and implication // SN Applied Sciences. 2019. № 1. 1400.

*Wang W., Yuan W., Chen Y., Wang J.* Microplastics in surface waters of Dongting Lake and Hong Lake, China // Sci. of Total Environment. 2018. Vol. 633. P. 539–545.

*Zhou C., Bi R., Su C. et al.* The emerging issue of microplastics in marine environment: A bibliometric analysis from 2004 to 2020 // Marine Pollution Bull. 2022. Vol. 179. 113712.

*Zobkov M., Belkina N., Kovalevski V. et al.* Microplastic abundance and accumulation behavior in Lake Onego sediments: a journey from the river mouth to pelagic waters of the large boreal lake // Environmental Chemical Engineering. 2020. Vol. 8. 104367.

*Zobkov M., Esiukova E.* Microplastics in Baltic bottom sediments: Quantification procedures and first results // Marine Pollution Bull. 2017. Vol. 114. P. 724–732.

Статья поступила в редакцию 06.06.2022,  
одобрена после рецензирования 08.06.2022,  
принята к публикации 26.01.2023

УДК 556.3:546.43+553.982(571.1)

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОВЫШЕННОМ СОДЕРЖАНИИ БАРИЯ В ПЛАСТОВЫХ ВОДАХ НИЖНЕМЕЛОВЫХ И ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

**Татьяна Алексеевна Киреева<sup>1✉</sup>, Анна Вадимовна Корзун<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ta\_kireeva@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a\_korzun@mail.ru

**Аннотация.** Представлены результаты исследования химического состава пластовых вод нижнемеловых, юрских и палеозойских отложений двух нефтяных месторождений Красноленинского свода Западной Сибири. Показано, что содержание бария в пластовых водах месторождений составляет 35–78 мг/дм<sup>3</sup>, что на порядок больше его содержания в большинстве пластовых рассолов с минерализацией от 80 до 260 г/дм<sup>3</sup>, при том что минерализация изучаемых пластовых вод не превышает 16–18 г/дм<sup>3</sup>. В водах пород юрского возраста отмечено опережающее накопление бария по отношению к стронцию и практически равное содержанию кальция, что отразилось на величине отношения Ca:Sr:Ba, составившего 100:10:100, в то время как для большинства пластовых рассолов и океанской воды это отношение составляет 100:10:0,01. Подобное аномально высокое по отношению к минерализации пластовых вод содержание бария может объясняться его поступлением в бассейн осадконакопления в составе глубинных термальных вод.

**Ключевые слова:** микрокомпоненты, барий, воды нефтяных месторождений, солеотложение

**Для цитирования:** Киреева Т.А., Корзун А.В. Новые данные о повышенном содержании бария в пластовых водах нижнемеловых и юрских отложений Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 124–128.

## NEW DATA ON THE INCREASED CONTENT OF BARIUM IN THE FORMATION WATERS OF THE LOWER CRETACEOUS AND JURASSIC DEPOSITS OF THE KRASNOLENNINSKY DOME (WESTERN SIBERIA)

**Tatiana Alekceevna Kireeva<sup>1✉</sup>, Anna Vadimovna Korzun<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ta\_kireeva@mail.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a\_korzun@mail.ru

**Abstract.** The paper presents the results of a study of the chemical composition of the formation waters of the Lower Cretaceous, Jurassic and Paleozoic deposits of two oil fields of the Krasnoleninsky dome of Western Siberia. It is shown that the content of barium in formation waters of the fields is 35–78 mg/dm<sup>3</sup>, which is an order of magnitude higher than its content in most reservoir brines with a mineralization of about 80 to 260 g/dm<sup>3</sup>, while the mineralization of the studied reservoir waters does not exceed 16–18 g/dm<sup>3</sup>. In the waters of the rocks of the Jurassic age, an advancing accumulation of barium was noted, in relation to strontium and almost equal to the calcium content, which was reflected in the Ca:Sr:Ba ratio, which was 100:10:100, while for most reservoir brines and ocean water this ratio is 100:10:0.01. Such an anomalously high content of barium in relation to the salinity of formation waters can be explained by its entry into the sedimentation basin as part of deep thermal waters.

**Key words:** microcomponents, barium, water oil deposits, scaling

**For citation:** Kireeva T.A., Korzun A.V. New data on the increased content of barium in the formation waters of the Lower Cretaceous and Jurassic deposits of the Krasnolenninsky dome (Western Siberia). *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 124–128. (In Russ.).

**Введение.** Данные о содержании бария в глубоких (>1 км) пластовых водах артезианских бассейнов весьма немногочисленны. Это связано с тем, что сведения о составе пластовых вод в основном получают в результате химического анализа вод нефтяных месторождений, которые отбирают при их разведке и эксплуатации. Компоненты же химических анализов пластовых вод нефтегазовых месторождений строго регламентированы, и определение иона Ba<sup>2+</sup> не

входит в список обязательных. Поэтому сведения о содержании этого элемента в пластовых водах носят отрывочный характер. В работе [Матусевич, 1976], посвященной микроэлементному составу пластовых вод Западной Сибири, приведено содержание иона Ba<sup>2+</sup> в водах меловых и юрских отложений этого региона, но не сделано сравнение с другими регионами и не рассмотрены закономерности накопления Ba<sup>2+</sup> в пластовых водах.

Таблица 1

Содержание иона  $\text{Ba}^{2+}$  в пластовых водах нефтяных месторождений и океанской воде

Объект, месторождение	Глубина отбора, м	$M_{\text{общ}}$ , г/дм <sup>3</sup>	Содержание микро-элементов, мг/дм <sup>3</sup>			$M_{\text{общ}}:\text{Ba}$	Ca:Ba	Sr:Ba	Ca:Sr:Ba
			$\text{Ba}^{2+}$	$\text{Sr}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+}$				
Океанская вода, по [Хорн, 1972]		35,1	0,03	8	400	1 1666 66	13 333	266	100:10:0,01
Имени Юрия Корчагина, Прикаспий	1875	76,7	0,40	118,8	4368,7	191 750,0	10 922	297	100:10:0,01
Заманкульское, Дагестан	2510	80,5	0,41	130	2300	196 341,5	5 610	317	100:10:0,01
Колганское, Оренбургская обл.	3650	235,0	450	54	32100	522,2	71	0,12	100:1:10
Куюбинское, Красноярский край	2430	206,6	5,5	н.д.	32 200	37 563,6	5 854,5		100:н.д.:0,01
Манчаровское, Башкирия	1260	256,1	2,8	147,3	11 658	91 464,3	4 163,6	52,6	100:1:0,01
Красноленинский свод, Западная Сибирь, ВК	1410–1460	15,4	34,5	27,5	155,0	446,4	4,5	0,80	100:10:10
Красноленинский свод, Западная Сибирь, ДЮК	2360–2394	15,8	34,6	24,8	186,0	456,6	5,4	0,72	100:10:10
Красноленинский свод, Западная Сибирь, ЮК	2360–2460	17,7	78,8	11,7	296,3	224,6	3,8	0,15	100:10:100

Примечание: н.д. — нет данных.

В соответствии с тем, что Западная Сибирь до сих пор — основная нефтегазовая провинция России, представляется необходимым проанализировать новые данные о содержании бария в пластовых водах, что может иметь не только научный интерес, но и практическое значение. Эксплуатация нефтяных месторождений в этом и других регионах ведется с поддержанием пластового давления (ППД), для чего в пластовые воды месторождений закачивают поверхностные или вышележащие воды. Смешение вод разного химического состава часто приводит к отложению твердых минеральных осадков (солеотложению) в призабойных зонах скважин, в подземном и поверхностном оборудовании. Из отлагающихся минеральных соединений самые трудноудаляемые — сульфаты кальция, стронция и бария, поэтому необходимо предвидеть возможность отложения барита при повышенном содержании  $\text{Ba}^{2+}$  в пластовых водах.

**Некоторые сведения о содержании бария в пластовых водах.** Одновременно с барием мы приводим данные о содержании стронция, так как для понимания особенностей накопления бария в подземных водах имеет значение отношение Sr:Ba.

Источник бария и стронция в пластовых водах — воды бассейна осадконакопления и водовмещающие горные породы. Содержание бария и стронция в океанских водах, которые можно принять за основу вод бассейна осадконакопления, представлено в табл. 1. Видно, что в океанской воде отношение Ca:Sr:Ba составляет приблизительно 100:10:0,01.

Содержание бария в породах составляет 0,05 масс.%, что почти равно содержанию стронция (0,04 масс.%). Но в глинистых породах klarковое отношение Sr:Ba равно (%) 0,08:0,045, т. е. стронция содержится в 2 раза больше [Скива, 1970], что, вероятно, связано с лучшей сорбционной способностью стронция.

По мере концентрирования подземных вод, т. е. увеличения общей минерализации ( $M_{\text{общ}}$ ), происходит увеличение содержания этих элементов до  $n \cdot 10$  и  $n \cdot 100$  мг/дм<sup>3</sup> [Крайнов и др., 2004]. Однако, как показали наши расчеты, отношение Ca:Sr:Ba в пластовых водах многих нефтяных месторождений, которые представлены рассолами с  $M_{\text{общ}}$  от 80 до 260 г/дм<sup>3</sup>, остается практически аналогичным таковому в океанской воде, как, например, в водах нефтяных месторождений имени Юрия Корчагина (Прикаспий), Заманкульское (Дагестан), Куюбинское (Красноярский край), Манчаровское (Башкирия) (табл. 1). Это отношение остается близким, несмотря на то что в перечисленных месторождениях водовмещающие породы имеют разный литологический состав: в первых трех месторождениях — песчаники, а в Манчаровском месторождении — карбонаты (кальцит и доломит). Иногда эта закономерность нарушается. Например, в водах месторождения Колганское (Оренбургская область) с  $M_{\text{общ}} = 235$  г/дм<sup>3</sup> содержание  $\text{Ba}^{2+}$  в 10 раз превышает содержание  $\text{Sr}^{2+}$  (табл. 1), а отношение Ca:Sr:Ba составляет 100:1:10, т. е. в этом рассоле по сравнению с океанской водой резко увеличивается относительная доля стронция (в 10 раз) и бария (в 1000 раз). С чем связано такое резкое увеличение относительного содержания стронция и особенно бария в водах этого месторождения, сказать пока затруднительно. Возможно, опережающее накопление бария связано с некоторыми особенностями его гидрохимии, в частности с тем, что гидросульфид бария ( $\text{BaS} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ ) — достаточно хорошо растворимое соединение, имеющее растворимость (г/дм<sup>3</sup>) 38 и 101 при температуре 20 и 100 °C соответственно, поэтому барий может накапливаться в виде этой соли в высокотемпературных водах, содержащих растворенный сероводород. Для месторождений этой области характерно присутствие растворенного сероводорода в водах, но данные о

составе растворенных газов в водах месторождения Колганское у авторов отсутствуют.

Приведенные примеры показывают, что накопление бария и стронция в пластовых водах подвержено существенным колебаниям, однако в целом увеличение содержания  $\text{Ba}^{2+}$  в глубоких водах пропорционально концентрированию растворов, в которых обычно сохраняется опережающее накопление ионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Sr}^{2+}$ .

В работе [Кащавцев, Мищенко, 2004] отмечено, что отложения барита при разработке нефтяных месторождений с ППД встречаются в районах Большого Кавказа (Грозненские месторождения), но содержание бария в пластовых водах не приводится. В работе [Карцев и др., 1986] установлено, что наиболее высокие значения концентрации бария встречены в водах с довольно высокой температурой ( $>80^\circ\text{C}$ ) и не известны в подземных водах с температурой 40–50 °C. Вероятно, это связано с тем, что растворимость некоторых солей бария ( $\text{BaCl}_2$  и  $\text{BaS}$ ) существенно повышается с ростом температуры. Растворимость же наименее растворимой сульфатной соли ( $\text{BaSO}_4$ ) практически не увеличивается с ростом температуры.

В водах нефтяных месторождений Западной Сибири, по данным [Матусевич, 1976], содержание бария колеблется в пределах  $n \cdot 0,01 \text{ мг}/\text{дм}^3$  для меловых отложений практически на всей территории распространения, резко увеличиваясь до  $n \cdot 1 \text{ мг}/\text{дм}^3$  в юрских отложениях юго-восточной области, иногда достигая значений  $n \cdot 10 \text{ мг}/\text{дм}^3$ . Отметим, что только в юго-восточных районах Западной Сибири в низах осадочного чехла распространены рассолы с минерализацией до  $80 \text{ г}/\text{дм}^3$ , на остальной же территории  $M_{\text{общ}}$  пластовых вод не превышает  $20\text{--}25 \text{ г}/\text{дм}^3$ .

**Материалы и методы исследований.** С целью уточнения химического состава глубоких пластовых вод Западной Сибири и его влияния на процесс эксплуатации нефтяных месторождений проанализированы 34 глубинные пробы пластовой воды из двух нефтяных месторождений (названия месторождений привести невозможно, так как они находятся в разработке и публикация названий запрещена разрабатывающей организацией) Красноленинского свода (Западная Сибирь). Из этих проб 28 относятся к водам пород викуловской свиты нижнемелового

возраста ( $\text{BK}_{1-3}$ ), 4 пробы — к отложениям нижне-среднеюрского возраста ( $\text{ЮК}_{2-9}$ ), 2 пробы — к водам доюрского комплекса (фундамент) палеозойского возраста ( $\text{ДЮК}$ ).

Водовмещающие и нефтеносные породы представлены полевошпатовыми песчаниками с глинисто-карбонатным цементом. Домезозойские образования (РZ) в пределах Красноленинского свода сложены вулканогенно-осадочными породами — продуктами преобразования магматических и осадочных пород (песчаники, алевролиты, аргиллиты, базальты и туфогенные породы). В местах опробования породы сложены песчаниками с глинисто-карбонатным цементом. Отложения юрского возраста ( $\text{J}_{1-2}$ ) выполнены неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин (с некоторым преобладанием первых). К характерным особенностям пород относится их слабая сортировка, обилие растительного детрита, наличие пропластков и прослоев углей. Встречается пирит, изредка сидерит. Отложения нижнемеловой викуловской свиты ( $\text{K}_1\text{vk}$ ) сформированы серыми и светло-серыми алевритами, уплотненными песками и песчаниками с прослойями серых алевритовых глин, реже глинистых известняков.

Определение концентрации основных ионов проводили на высокоэффективном ионном жидкостном хроматографе LC-20 (Shimadzu, Япония). Определение металлов выполнено методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре iCAP 7600Duo (Thermo Scientific Corporation, США). Результаты исследования (средние содержание) приведены в табл. 1 и 2.

Из полученных данных следует, что абсолютное содержание  $\text{Ba}^{2+}$  во всех исследованных водах нефтяных месторождений Красноленинского свода на 1–2 порядка больше его содержания в пластовых рассолах месторождений Заманкульское, имени Юрия Корчагина, Манчаровское и Куюбинское, изменяясь в пределах  $34,6\text{--}78,8 \text{ мг}/\text{дм}^3$  (табл. 1). При этом  $M_{\text{общ}}$  вод месторождений Красноленинского свода не превышает  $18 \text{ г}/\text{дм}^3$ , что, напротив, почти на порядок меньше  $M_{\text{общ}}$  вод вышеуказанных месторождений, чьи пластовые воды представлены рассолами с  $M_{\text{общ}} = 77\text{--}257 \text{ г}/\text{дм}^3$ . Таким образом,

Таблица 2

Содержание макрокомпонентов ( $\text{мг}/\text{дм}^3$ ) и некоторые показатели химического состава исследованных вод

Объект	pH	$M, \text{г}/\text{дм}^3$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	$\text{SO}_4^{2-}$	Тип воды по В.А Сулину	Формула ионного состава
$\text{BK}_{1-3}$	7,9	15,3	1230,2	8295,2	151,2	69,4	5532,8	2,7	Гидрокарбонатно-натриевый (ГКН)	$\text{Cl} 92 \text{ HCO}_3 8$ $(\text{Na}+\text{K}) 95 \text{ Mg} 2 \text{ Ca} 3$
$\text{ДЮК}$	7,6	15,8	941,84	8857,3	186,0	50,7	5783,0	1,5	Гидрокарбонатно-натриевый (ГКН)	$\text{Cl} 94 \text{ HCO}_3 6$ $(\text{Na}+\text{K}) 95 \text{ Mg} 4 \text{ Ca} 1$
$\text{ЮК}_{2-9}$	7,5	17,7	975,1	10 006,6	296,3	68,9	6378,5	1,3	Хлоридно-кальциевый (ХК)	$\text{Cl} 95 \text{ HCO}_3 5$ $(\text{Na}+\text{K}) 93 \text{ Mg} 2 \text{ Ca} 5$

увеличение содержания  $\text{Ba}^{2+}$  в этих водах никак нельзя связать с увеличением  $M_{\text{общ}}$ .

Величина отношения  $M_{\text{общ}}:\text{Ba}$ , которая для глубинных рассолов месторождений имени Юрия Корчагина, Заманкульское, Куюмбинское и Манчаровское изменяется в пределах десятков и сотен тысяч, в водах месторождений Красноленинского свода уменьшается в 4–10 раз и близко к значениям этой величины для рассолов месторождения Колганское (табл. 1). Аналогичные закономерности характерны для отношений  $\text{Ca}:\text{Ba}$  и  $\text{Sr}:\text{Ba}$ .

Значения отношения  $\text{Ca}:\text{Sr}:\text{Ba}$  в водах месторождений Красноленинского свода также отличаются от аналогичного отношения во всех приведенных для сравнения рассолах (за исключением вод месторождения Колганское) и океанской воды и приблизительно равны 100:10:10 для вод ВК и ДЮК.

В водах отложений юрского возраста (ЮК) определено опережающее накопление бария относительно стронция, почти равное содержанию кальция. Соответственно, отношение  $\text{Ca}:\text{Sr}:\text{Ba}$  становится приблизительно равным 100:10:100, это крайне аномальное значение, так как накопление бария в количестве, сравнимом с содержанием кальция, не отмечено ни в одном из приведенных для сравнения пластовых рассолов.

**Результаты исследований и их обсуждение.** Увеличение отношения  $M_{\text{общ}}:\text{Ba}$  для вод месторождений Красноленинского свода можно связать с высокой температурой пластовых вод, составляющей 72, 106 и 116 °C для ВК, ЮК и ДЮК соответственно, так как растворимость соли  $\text{BaCl}_2$  с ростом температуры до 100 °C повышается до 588 г/дм<sup>3</sup>. Однако этим нельзя объяснить накопление бария в количестве, равном или превышающем содержание стронция, так как все соли стронция лучше растворимы, чем соли бария, а кларковое содержание последнего в породах и океанской воде существенно меньше содержания стронция, тем более это не объясняет значения концентрации бария, сравнимые с концентрацией кальция. Возможно, ответ следует искать в особенностях накопления нижнемеловых и особенно юрских отложений этого района, в водах которых выявлено максимальное содержание бария.

Особенности растворов бассейна осадконакопления можно оценить по составу поровых растворов пород, т. е. по составу остаточных «маточных» растворов, сохранившихся в закрытых порах. Состав поровых растворов пород баженовской свиты (БС), т. е. отложений, накапливавшихся в верхнеюрское время, изучен в работе [Казак и др., 2017]. В качестве одной из основных особенностей этих растворов отмечено аномально высокое содержание бария, в 3–15 раз превышающее содержание стронция. В поровых растворах БС отношение  $\text{Ca}:\text{Sr}:\text{Ba}$  приблизительно соответствует 100:1,0:10,0, т. е.  $\text{Ba}^{2+}$  в 10 раз больше, чем  $\text{Sr}^{2+}$ , однако значительно меньше, чем  $\text{Ca}^{2+}$ .

В работе [Казак и др., 2017] высказано предположение, что барий мог накапливаться в поровых растворах пород БС в виде комплекса с сульфидом ( $\text{HS}^-$ ), который мог образовываться в породах на стадии диагенеза в результате процесса сульфатредукции, весьма характерного для пород, содержащих повышенное количество органических веществ (ОВ). Для проверки этого предположения в работе [Киреева и др., 2020] были проанализированы поровые растворы из пород БС плотного сложения, как «нормального» состава, т. е. содержащих повышенное количество ОВ (6–13%), так и пород БС «аномальных» разрезов, которые характеризуются повышенной песчанистостью и содержанием  $C_{\text{опр}}$  ~0,5%. В результате выяснилось, что хотя максимальному содержанию  $\text{Ba}^{2+}$  в поровых растворах и соответствовало максимальное содержание ОВ, но все же явная связь между содержанием в породах ОВ и концентрацией  $\text{Ba}^{2+}$  в поровых водах не выявлена.

В работе [Казак и др., 2017] установлено, что в породах БС содержание бария составляет 899–1254 мкг/кг, что значительно превышает кларковую концентрацию, равную 500 мкг/кг; как показали наши исследования, повышенено содержание бария и в водовмещающих породах ВК относительно кларкового значения (до 1139, при среднем 690 мкг/кг). Поэтому возможен вынос  $\text{Ba}^{2+}$  из пород и обогащение им пластовых вод в условиях катагенеза и в процессе нефтегенерации. Однако последнее предположение не подтверждается данными В.М. Матусевича [Матусевич, 1976], который отмечал, что содержание бария в пластовых водах Западной Сибири уменьшается вблизи нефтяных залежей, т. е. барий переходит из воды в нефть, а не наоборот.

Вместе с тем есть еще один путь накопления бария в водах бассейна осадконакопления — поступление с гидротермами, сопровождающими вулканизм или разломную тектонику. Так, известны [Волостных, 1972] барит-полиметаллические жилы, образующиеся при изменении кристаллических пород среднетемпературными (300–400 °C) гидротермами. Подобные термы вполне могли поступать в бассейн волжского времени, для которого установлено проявление вулканической деятельности на территории накопления отложений БС [Перозио, Соколова, 1982]. Кроме того, в работах [Киреева, Казак, 2017; Зубков, 2019; Карпова и др., 2021] по данным РЭМ в породах БС установлено проявление гидротермального процесса.

Возможность обогащения барием термальных вод описана в работе [Бычков и др., 2016], в которой исследован микрокомпонентный состав вод термального углекислого источника Фируза-МГУ, находящегося в высокогорной (3925 м) области Памира (Таджикистан). В составе вод этого источника при минерализации 1,1 г/дм<sup>3</sup> содержится 25 мг/дм<sup>3</sup>  $\text{Ba}^{2+}$ , т. е. отношение  $M_{\text{общ}}:\text{Ba}$  составляет 44, что на порядок меньше минимального значения этого показателя для пластовых вод нефтяных месторождений

и доказывает возможность выноса значительного количества  $\text{Ba}^{2+}$  глубинными термальными водами.

Таким образом, повышенные значения концентрации иона  $\text{Ba}^{2+}$  в пластовых водах Красноленинского свода, вероятно, связаны с особенностями накопления пород юрского и раннемелового возраста в Западной Сибири и могут быть свойственны и другим нефтеносным площадям этого региона.

Сохранение высокого содержания иона  $\text{Ba}^{2+}$  в изученных водах, вероятно, связано с исключительно малым содержанием в этих водах сульфат-иона, которое не превышает  $1\text{--}3 \text{ мг}/\text{дм}^3$ . Бессульфатность вод вообще свойственна пластовым водам нефтяных месторождений, но в гидрокарбонатно-натриевых водах Западной Сибири эта особенность выражена особенно резко, вплоть до полного отсутствия иона  $\text{SO}_4^{2-}$ .

Впрочем, проблема аномального обогащения барием пластовых вод Красноленинского свода на этом примере не может считаться решенной, нами высказаны только возможные варианты ее объяснения. Основная же цель работы — обратить внимание на повышенное содержание бария в пластовых водах нефтяных месторождений Западной Сибири, что трудно предположить в связи с небольшой минерализацией вод, но следует учитывать в прогнозах солеотложения при разработке месторождений с применением системы поддержания пластового давления.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

**Бычков А.Ю., Киреева Т.А., Салихов Ф.С.** Условия формирования химического состава вод углекислого источника Фируза МГУ (Северный Памир) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 4. С. 47–52.

**Волосных Г.Т.** Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 240 с.

**Зубков М.Ю.** Тектоногидротермальные процессы в меловых отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2019. № 1. С. 7–26.

**Казак Е.С., Киреева Т.А., Казак А.В., Богданович Н.И.** Ионно-солевой комплекс пород баженовской свиты Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 4. С. 68–75.

**Карпова Е.В., Хотелев А.О., Мануилова Е.А. и др.** Гидротермально-метасоматические системы как важнейший фактор формирования элементов нефтегазоносного комплекса в баженовско-абалакских отложениях // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 143–152.

**Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М.** Гидрография нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1986. 223 с.

**Кацавцев В.Е., Мищенко И.Т.** Солеобразование при добыче нефти. М.: Орбита, 2004. 426.

**Выводы.** 1. Пластовые воды месторождений Красноленинского свода содержат  $\text{Ba}^{2+}$  в концентрации 34,5 и  $34,6 \text{ мг}/\text{дм}^3$  в нижнемеловых и палеозойских породах соответственно, и  $78,8 \text{ мг}/\text{дм}^3$  в породах юрского возраста, это аномально высокие значения по отношению к общей минерализации вод, не превышающей  $18 \text{ г}/\text{дм}^3$ .

2. Отношение  $\text{Ca}: \text{Sr}: \text{Ba}$  в водах месторождений Красноленинского свода составляет 100:10:10 для нижнемеловых и палеозойских пород, что отражает накопление бария, аналогичное накоплению стронция, что аномально для большинства пластовых рассолов.

3. В водах пород юрского возраста Красноленинского свода отношение  $\text{Ca}: \text{Sr}: \text{Ba}$  составляет 100:10:100, что указывает на опережающее накопление бария по сравнению со стронцием и практически аналогичное содержанию кальция, что также аномально для большинства пластовых вод.

4. Накопление бария в пластовых водах месторождений Красноленинского свода в количестве, почти равном содержанию кальция и превышающем содержание стронция, нельзя объяснить концентрированием раствора бассейна осадконакопления или выносом его из пород, вероятно, это обусловлено поступлением термальных вод в бассейн юрского возраста.

**Киреева Т.А., Бычков А.Ю., Зубков М.Ю.** Особенности микрокомпонентного состава поровых растворов пород баженовской свиты Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 6. С. 49–59.

**Киреева Т.А., Казак Е.С.** Поровые растворы пород баженовской свиты Западной Сибири и их изменение в результате гидротермальной проработки // Геология нефти и газа. 2017. № 1. С. 83–92.

**Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М.** Геохимия подземных вод. М.: Наука, 2004. 677 с.

**Матусевич В.М.** Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. М.: Недра, 1976. 156 с.

**Перозио Г.Н., Соколова М.Ф.** Глинистые минералы баженовской свиты // Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности // Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск, 1982. С. 59–67.

**Скива Н.С.** Геохимия стронция и бария. Фрунзе: Издво АН Киргизской ССР, 1970. 129 с.

**Хорн Р.** Морская химия. М.: Мир, 1972. 398 с.

Статья поступила в редакцию 31.05.2022, одобрена после рецензирования 08.06.2022, принята к публикации 26.01.2023

УДК 504.06/504.4/550.4

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОД РОДНИКОВ ПУШКИНСКОГО РАЙОНА МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

**Ольга Александровна Липатникова<sup>1</sup>✉, Татьяна Николаевна Лубкова<sup>2</sup>,  
Дарья Андреевна Яблонская<sup>3</sup>, Ольга Романовна Филатова<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lipatnikova\_oa@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tanya\_lubkova@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; daria.yablonskaya@gmail.com

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; orlova8313@yandex.ru

**Аннотация.** Приведены данные о содержании главных ионов и растворенных микроэлементов в водах 28 родников Пушкинского района Московской области. По данным опробования родников охарактеризован макро- и микрокомпонентный состав подземных вод различных водоносных горизонтов. Показано, что среднее значение содержания микрокомпонентов в водах находится на уровнях, характерных для подземных вод зоны выщелачивания умеренного климата. На основании термодинамического расчета с использованием программы Visual-MINTEQ установлено, что преобладающие растворенные формы нахождения Ba, Sr, Fe, Mn, Zn, Cd, Ni, Co в водах обследованных родников представлены свободными ионами, а Cu и Pb — карбонатными комплексами и комплексами с органическими кислотами.

**Ключевые слова:** воды родников, макрокомпонентный состав, растворенные микроэлементы, термодинамический расчет

**Для цитирования:** Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Яблонская Д.А., Филатова О.Р. Геохимическая характеристика вод родников Пушкинского района Московской области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 129–140.

## GEOCHEMICAL ASSESSMENT OF THE SPRING'S WATERS IN THE PUSHKINSKY DISTRICT, MOSCOW REGION

**Olga A. Lipatnikova<sup>1</sup>✉, Tatyana N. Lubkova<sup>2</sup>, Darya A. Yablonskaya<sup>3</sup>, Olga R. Filatova<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lipatnikova\_oa@mail.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tanya\_lubkova@mail.ru

<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; daria.yablonskaya@gmail.com

<sup>4</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; orlova8313@yandex.ru

**Abstract.** Springs are an essential drinking water resource. Therefore, spring water quality is necessary to control under the increasing anthropogenic pressure on the environment. This study was carried out to evaluate the content of major ions and trace elements in the waters of 28 springs in the Pushkinsky district of the Moscow region. The macro- and micro-component composition of groundwater of various aquifers was characterized according to the sampling data of springs. It is shown that the mean contents of trace elements in the waters of springs are at the level of concentrations characteristic of groundwater in the leaching zone of a temperate climate. Based on the thermodynamic calculation using the Visual-MINTEQ, it was found that the predominant dissolved forms of Ba, Sr, Fe, Mn, Zn, Cd, Ni, Co are free ions in the waters of the surveyed springs, Cu and Pb are carbonate and organic complexes.

**Key words:** spring's waters, major ions, dissolved trace elements, thermodynamic calculation

**For citation:** Lipatnikova O.A., Lubkova T.N., Yablonskaya D.A. Filatova O.R. Geochemical assessment of the spring's waters in the Pushkinsky district, Moscow region. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 129–140. (In Russ.).

**Введение.** Родники представляют собой уникальные природные образования и играют важную роль как в питании рек, так и в качестве источников питьевой воды для населения. Хотя родники — водные объекты, но они не входят в Государственный водный реестр и систему государственного мониторинга поверхностных вод, кроме единичных случаев.

Работы по изучению состава вод родников на территории Московской области ведутся довольно давно, но эти исследования весьма разрознены

[Балабанов, Смирнов, 2006; Васильева, 2009]. Питание большинства родников происходит за счет вод, приуроченных к верхнему мощному покрову рыхлых четвертичных отложений ( $Q_{I-IV}$ ), наиболее подверженных техногенному воздействию и загрязнению, что сказывается на состоянии вод. Согласно проведенному крупномасштабному картированию гидрогеологических условий Москвы и Московской области, проведенному коллективом Института геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН [Позднякова

и др., 2012], в верхней толще в местах распространения московской и донской морен водноносные горизонты и разделяющие их слабопроницаемые отложения объединяют в надморенный водоносный комплекс, а всю залегающую над юрскими глинами водоносную толщу — в надъюрский водоносный комплекс. Надъюрский водоносный комплекс распространен повсеместно и наиболее полно представлен на правобережье р. Москва, где состоит из 5 и более водоносных горизонтов в четвертичных (аллювиальных и флювиогляциальных), меловых и верхнеюрских отложениях.

Питание водоносных горизонтов надъюрского комплекса в естественных условиях осуществляется преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков. На застроенных территориях значительную долю могут составлять более минерализованные и загрязненные техногенные воды (коммунальные и городские стоки, утечки по сетям водонесущих коммуникаций и на сооружениях водопотребляющих производств).

С 2016 г. в Подмосковье начала действовать губернаторская программа «Родники Подмосковья», направленная на поддержание и сохранение качества воды родников. В ее рамках проводится инвентаризация родников и благораживание их территории. На официальном сайте Регионального информационного агентства Московской области (РИАМО) указано, что в Подмосковье в настоящее время насчитывается около 730 родников [<https://riamo.ru>], и приведена интерактивная карта их расположения, на которой, однако, отсутствует информация о содержании основных ионов и микроэлементов в составе вод.

В статье представлены результаты определения химического состава вод родников Пушкинского района Московской области и термодинамические расчеты форм нахождения токсичных микроэлементов.

На территории Пушкинского района большинство источников, по данным портала «Святой источник» [<https://svyato.info>], связано с именами православных святых, а воде родников часто приписывают целебные и очищающие свойства. Указанные обстоятельства обуславливают значительную вос требованность вод родников района в качестве питьевых. Несмотря на то что большинство родников расположено вне прямого воздействия техногенных источников, в условиях возрастающей антропогенной нагрузки необходимость контроля за качеством их вод очевидна.

Пушкинский район расположен на северо-востоке Московской области в междуречье рек Клязьма и Воря. Климат Пушкинского района, как и всего Подмосковья, умеренно континентальный, среднемесячное количество осадков составляет от 30 до 50 мм в осенне-зимний период, до 70–80 мм — в летний. Территория района локализована в пределах Смоленско-Московской моренно-эрзационной возвышенности, рельеф холмисто-мореный с плоско-

вершинными холмами и грядами и заболоченными котловинами между ними. Геологическое строение территории Пушкинского района определяется расположением в пределах крупного прогиба кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы — Московской синеклизы. Архейско-протерозойский кристаллический фундамент перекрыт толщей более молодых палеозойских и мезозойских осадочных образований терригенно-карбонатного состава. В составе кайнозойских современных и четвертичных отложений (рис. 1) выделяются разнообразные породы ледникового и межледникового генезиса, а также современные аллювиальные и болотные осадочные образования. В ледниковые периоды формировались преимущественно моренные суглинки с включениями обломков различных пород, как принесенных с Балтийского щита (граниты, кварциты, гнейсы), так и местных (известняки, доломиты, песчаники). Межледниковые периоды характеризуются озерно-болотными, аллювиальными и флювиогляциальными осадочными образованиями. Современные отложения представлены аллювиальными песками, супесями, суглинками, болотными торфянниками и делювиально-овражными суглинками [Вагнер и др., 2003; Мамаев и др., 2019].

**Материалы и методы исследований.** Местоположение родников Пушкинского района было предварительно определено по данным поисково-информационной картографической службы Яндекса (Яндекс-карты, всего 34 точки). Исследование места выхода подземных вод на поверхность проводилось в сентябре 2020 г. в соответствии с намеченной схемой, за исключением мест с затрудненным доступом или с отсутствием воды. Всего обследовано 28 источников (рис. 1), описание мест нахождения родников приведено в табл. 1.

В ходе полевых обследований местоположение родников фиксировали с помощью GPS-приемника Garmin eTrex 10, измеряли расход родника и определяли температуру, pH и электропроводность с использованием портативных приборов HM Digital (Южная Корея): потенциометра pH-200 и кондуктометра СОМ-100. Для определения содержания анионов и окисляемости воду отбирали в емкости из полиэтилена «под крышку». Для определения содержания главных катионов и микроэлементов пробы фильтровали через стерильные фильтрующие насадки из ацетата целлюлозы с диаметром пор 0,45 мкм (CHROMAFIL CA-45/25-S, Macherey-Nagel, Германия) в пробирки из полипропилена вместимостью 15 мл и подкисляли фильтрат HNO<sub>3</sub> (ос. ч.) до pH 2.

Величину химического потребления кислорода (ХПК) определяли методом бихроматной окисляемости с фотометрическим окончанием [ГОСТ 31859-2012].

Содержание главных катионов (Ca, Mg, Na, K) и микроэлементов (Sr, Ba, Fe, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, Al, Ti, Rb, U, V, Cr, As, Se, Mo, P) анализировали ме-

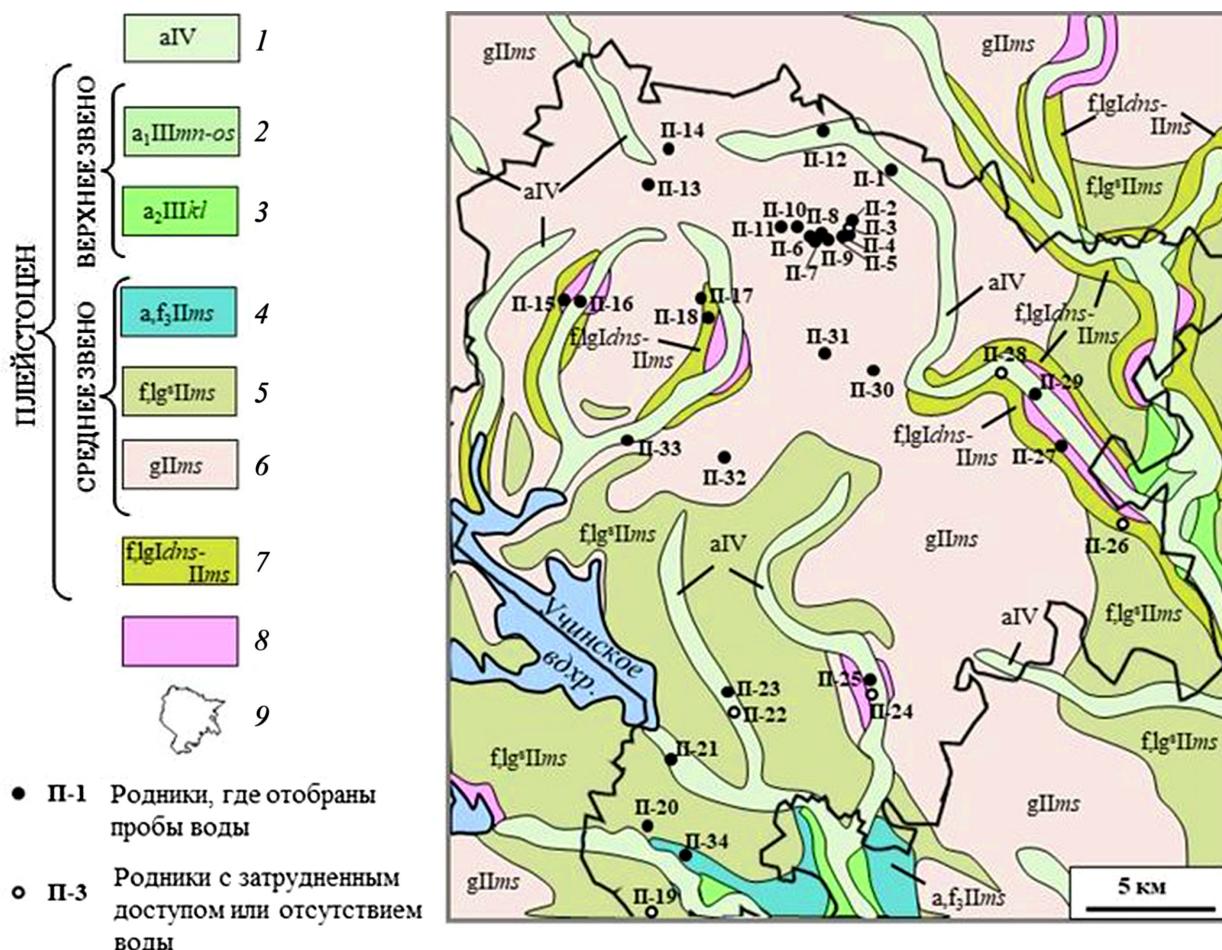


Рис. 1. Схема расположения точек опробования и четвертичные отложения территории Пушкинского района (составлено по материалам [Геологическая карта четвертичных отложений..., 1998], границы городского округа Пушкинский приведены по состоянию на 30.10.2020): 1 — голоцен, современное звено, аллювиальные отложения пойм, пески с гравием и галькой, суглинки, супеси, местами оторфованные (до 20 м); 2 — мончаловский-осташковский горизонты, аллювиальные отложения первой надпойменной террасы, пески, суглинки, в основании песчано-гравийные отложения (до 8 м); 3 — калининский горизонт, аллювиальные отложения II надпойменной террасы (в области московского оледенения), пески, супеси (до 8 м); 4 — московский горизонт, аллювиально-флювиогляциальные отложения III надпойменной террасы (в области московского оледенения), пески, супеси (до 6–10 м); 5 — московский горизонт, водно-ледниковые отложения времен отступания ледника, пески, супеси, суглинки, до 14 м; 6 — московский горизонт, ледниковые отложения — основная морена, суглинки с галькой, гравием и валунами, отторженцы дочетвертичных отложений (5–25 м); 7 — донской-московский горизонты, нерасчлененный комплекс водно-ледниковых, аллювиальных и озерных отложений, пески, супеси, суглинки (до 12 м); 8 — дочетвертичные отложения; 9 — границы Пушкинского района

тодом масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой (ИСП-МС, масс-спектрометр ELAN-6100). Калибровку осуществляли по растворам мультиэлементного стандарта (набор ICP-MS-68 A, B, High-Purity Standards, США). Правильность измерений контролировали использованием внутреннего стандарта (Indium ICP Standard CertiPUR 1002 мг/л ± 0,4%, Merck, Германия). Контроль точности проводили путем измерения стандартного раствора CRM-TMDW (Trace Metals in Drinking Water Standard, High Purity Standards, США).

Содержание  $\text{Cl}^-$  и  $\text{HCO}_3^-$  оценивали методами объемного титрования;  $\text{NO}_3^-$  — методом потенциометрии;  $\text{SO}_4^{2-}$  — методом рентгенофлуоресцентного анализа с предконцентрированием по методу высушенной капли [Лубкова и др., 2022]. Содержание  $\text{PO}_4^{3-}$  рассчитывали на основании результатов измерения в пробах фосфора методом ИСП-МС.

Для ряда микрокомпонентов — потенциальных загрязнителей природных вод (Ba, Sr, Fe, Mn, Zn, Cd, Ni, Co, Cu, Pb), для которых есть набор согласованных термодинамических констант устойчивости комплексных соединений, был проведен термодинамический расчет растворенных форм нахождения в водах с использованием программы Visual-MINTEQ, ver. 3.1 [Gustafsson, 2014]. При расчете обычно используют четыре типа баз данных: база данных для отдельных компонентов, основная база термодинамических данных, база данных для твердых фаз и база данных для гауссовой модели комплексообразования с растворенным органическим веществом. При выполнении расчетов мы применяли базы данных comp\_2008.vdb, thermo.vdb, type6.vdb и gaussian.vdb соответственно. Благодаря тому что ведется постоянная работа по усовершенствованию программного комплекса, наборы термодинамических

**Описание точек отбора образцов воды из родников Пушкинского района**

Таблица 1

Номер точки	Координаты с. ш., в. д.	Описание места отбора	T, °C	$\sigma$ , мкСм/см	Расход, л/с
П-1	56,197709 37,952195	Источник на р. Сумерь у д. Василево	10,9	385	0,8
П-2	56,178203 37,924002	Источник святого Алексия человека Божия	12,2	369	0,02
П-4	56,179037 37,925277	Святой источник архангела Божия Михаила, Архистратига Небесных воинств	10,6	354	0,03
П-5	56,179204 37,925419	Святой источник благоверного князя Даниила Московского	9,1	402	0,2
П-6	56,175144 37,904414	Источник на р. Талица около Мурановского пруда (два выхода)	11,7	168	0,04
П-7	56,175633 37,905479	Святой источник блаженной Матроны Московской	10,4	557	0,14
П-8	56,174962 37,906536	Источник во имя великомучениц Веры, Надежды, Любови и матери их Софии	9	175	0,3
П-9	56,175440 37,911422	Святой источник Сергия Радонежского	11	197	0,05
П-10	56,178604 37,894017	Святой источник во имя Казанской иконы Божией Матери	10	474	1,7
П-11	56,17880 37,88505	Святой источник святого великомученика Димитрия Солунского	10,1	493	0,09
П-12	56,209942 37,909311	Источник Сорока Севастийских мучеников	10,7	535	0,02
П-13	56,190812 37,802249	Святой источник во имя святого мученика Георгия Победоносца	10,5	520	0,08
П-14	56,202026 37,812998	Ключ на притоке р. Яхрома между д. Володкино и д. Луговая	9,7	664	0,2
П-15	56,146720 37,752367	Источник на р. Ольшанка около д. Алешино. Оборудован электрическим насосом	10,1	827	—
П-16	56,147384 37,760760	Святой источник во имя Казанской иконы Божией Матери	10,9	350	0,2
П-17	56,152713 37,834336	Источник в д. Нововоронино на территории храма Святых благоверных великих князей Димитрия Донского и Евдокии Московской. Оборудован электрическим насосом	11,3	388	—
П-18	56,147846 37,844463	Источник на р. Вязь	8,6	495	0,2
П-20	55,981247 37,801689	Колодец на берегу озера, на дне которого бьет множество родников	13,5	721	—
П-21	56,003054 37,816281	Родник Ившака на правом берегу р. Уча в п. Мамонтовка. Слив идет из трех металлических труб	13,6	692	0,5
П-23	56,025155 57,849820	Ключ на р. Серебрянка около ЖК Новое Пушкино	12,4	540	0,3
П-25	56,029596 37,936968	Ключ на р. Скалба	10,9	381	0,06
П-27	56,107096 38,056446	Родник на р. Талица в п. Чекмово	11,1	203	0,2
П-29	56,124420 38,039453	Родник на р. Талица в п. Васюково	11,7	242	0,05
П-30	56,133350 37,941961	Святой источник во имя Иверской иконы Божией Матери	11,5	467	0,002
П-31	56,137060 37,909967	Родник на р. Махорка в п. Софрино	10,5	396	0,003
П-32	56,101953 37,848378	Колодец в п. Дарьино	9,9	270	—
П-33	56,107047 37,786913	Родник на р. Вязь у с. Семеновское	9,4	723	0,001
П-34	55,971670 37,825695	Благоустроенный родник Святой источник на р. Клязьма	10,2	881	0,001

Примечания. s — электропроводность (мкСм/см), прочерк — информация отсутствует.

констант, использованные в этих встроенных базах, согласованы между собой и позволяют получить достоверные результаты.

Исходный состав системы задавали по результатам химических анализов (табл. 2, 3), при этом параметр DOC (Dissolved Organic Carbon), необходимый для расчета комплексообразования с органическими кислотами в соответствии с Гауссовой моделью растворенного органического вещества (Gaussian DOM), рассчитывали как  $DOC=0,375 \times PK_{\text{H}}$ ,

где  $0,375 = M(C)/M(O_2) = 12/32$ . Такой подход традиционно используется, в частности, в работах сотрудников Карельского научного центра РАН [Лозовик и др., 2007]. Расчет проводили отдельно для каждой водной пробы.

**Результаты исследований и их обсуждение.** Согласно геологическим и гидрогеологическим картам масштаба 1:200 000 (листы N-37-II, O-37-XXXII, O-37-XXXIII), опробованные родники дренируют различные водоносные горизонты: верхнечетвер-

Таблица 2

#### Минерализация (M), ионный состав, pH и окисляемость (ХПК) вод родников Пушкинского района

Номер пробы	pH	ХПК, мг О/л	M	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
			мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л	мг/л
Верхнечетвертичный озерно-аллювиальный, I, a Q <sub>III</sub>											
П-2	6,6	11	226	39,7	10,0	4,9	0,8	103	29,0	10,9	28,1
П-6	7,6	5	113	18,9	4,6	3,3	0,8	65	15,1	1,5	9,0
П-8	7,4	5	119	21,3	4,8	2,2	0,6	65	18,3	0,9	9,2
П-9	7,4	5	134	21,5	5,6	4,7	1,4	73	25,5	1,0	6,4
П-16	6,7	13	240	42,8	8,9	6,7	0,8	133	33,3	6,1	11,3
П-17	6,5	16	257	45,9	9,8	7,5	1,3	128	48,5	8,3	6,6
П-25	7,2	16	262	51,5	7,7	5,0	0,6	160	33,7	4,8	8,9
П-31	6,9	16	254	43,1	10,0	9,1	1,1	128	35,7	10,5	22,6
П-32	6,9	11	192	30,4	6,7	8,5	2,8	105	30,3	2,4	12,5
Валдайско-московский флювиогляциальный, f Q <sub>II-III</sub> ms-v											
П-20	7,2	24	473	77,9	12,2	25,2	11,8	215	48,2	36,0	59,7
П-29	7,0	11	162	22,5	4,7	8,7	7,9	72	15,7	8,2	25,3
П-34	7,5	27	565	99,7	16,5	25,3	3,1	302	44,3	35,1	63,7
Московско-днепровский аллювиально-флювиогляциальный, f Q <sub>II</sub> dn-ms											
П-1	8,0	21	274	50,2	9,8	5,0	1,2	175	20,4	5,9	11,1
П-4	6,5	11	235	42,4	8,4	5,5	0,9	130	17,0	7,9	24,4
П-5	6,9	11	262	48,3	9,7	4,7	1,4	152	21,5	8,9	19,3
П-7	7,7	5	367	68,5	14,1	4,5	1,3	245	20,0	13,9	11,3
П-10	7,4	19	378	70,1	13,8	4,9	0,9	244	22,6	4,7	16,7
П-11	7,9	21	382	69,9	14,3	4,9	1,1	257	20,0	2,4	12,4
П-12	7,3	24	408	73,8	15,4	5,3	1,0	290	12,0	3,1	9,0
П-13	7,8	27	408	70,4	17,3	6,7	0,7	288	21,2	1,7	1,8
П-14	7,5	27	509	92,0	19,7	5,3	1,8	400	15,7	0,8	< 0,5
П-18	7,4	19	336	62,5	11,5	6,8	1,3	202	21,9	12,8	20,7
П-33	8,0	27	483	92,7	14,8	9,8	1,1	300	25,5	18,3	38,0
Сеноман-альбский, K <sub>1</sub> al-K <sub>2</sub> sm											
П-15	6,9	16	505	95,4	18,6	16,9	1,8	245	37,5	68,1	30,4
Апт-волжский, J <sub>3</sub> v-K <sub>1</sub> ap											
П-21	6,7	13	410	68,4	10,8	30,3	2,2	135	74,6	39,2	63,8
П-23	6,9	11	322	62,4	8,8	14,6	1,2	126	44,9	39,5	33,1
П-27	5,9	5	123	21,3	3,7	6,2	1,6	41	27,3	7,2	19,7
П-30	7,0	16	271	40,4	12,0	18,2	0,8	110	54,7	26,1	20,0
ПВЗВ	6,8	—	354	38,3	16,5	23,8	2,74	222	18,2	15,9	2,13
PM	—	—	85,1	11,9	2,98	5,52	1,72	48,6	8,4	5,92	—

**Примечания.** Прочерк — информация отсутствует; ПВЗВ — среднее содержание в подземных водах зоны выщелачивания умеренного климата, по [Шварцев, 1998]; PM — среднее содержание в реках мира, по [Meybeck et al., 2004].

Таблица 3

## Обобщенные формулы ионного состава вод водоносных горизонтов

Название горизонта [Лист О-37-III]	Формулы ионного состава (наши данные)	Ионный состав [Лист О-37-III]	
		M	Формула Курлова
Верхнечетвертичный озерно-аллювиальный, I, а Q <sub>III</sub> (n=9)	M <sub>(0,1-0,3)</sub> $\frac{\text{HCO}_3(55-73) \text{SO}_4(20-29) \text{Cl}(1-10) \text{NO}_3(3-15)}{\text{Ca}(60-75) \text{Mg}(18-27) \text{Na}(6-15) \text{K}(\text{до } 3)}$ pH(6,5-7,6)	0,2-1,2	M <sub>0,5</sub> $\frac{\text{HCO}_3 66 \text{SO}_4 \text{Cl} 11}{\text{Ca} 59 \text{Mg} 24 (\text{Na+K}) 17}$
Валдайско-московский флювиогляциальный f Q <sub>II-III</sub> ms-v (n=3)	M <sub>(0,2-0,6)</sub> $\frac{\text{HCO}_3(54-63) \text{SO}_4(12-15) \text{Cl}(11-16) \text{NO}_3(13-19)}{\text{Ca}(54-66) \text{Mg}(16-18) \text{Na}(15-18) \text{K}(1-10)}$ pH(7,0-7,5)	0,2-1,2	M <sub>0,6</sub> $\frac{\text{HCO}_3 71 \text{Cl} 12}{\text{Ca} 64 \text{Mg} 28}$
Московско-днепровский аллювиально-флювио- гляциальный f Q <sub>II</sub> dn-ms (n=11)	M <sub>(0,2-0,5)</sub> $\frac{\text{HCO}_3(69-95) \text{SO}_4(5-13) \text{Cl}(\text{до } 8) \text{NO}_3(\text{до } 13)}{\text{Ca}(67-73) \text{Mg}(19-27) \text{Na}(4-8) \text{K}(\text{до } 1)}$ pH(6,5-8,0)	0,4-0,8	M <sub>0,6</sub> $\frac{\text{HCO}_3 71 \text{Cl} 12}{\text{Ca} 64 \text{Mg} 28}$ (содержание сульфатов не приведено)
Сеноман-альбский K <sub>1al</sub> -K <sub>5sm</sub> (n=1)	M <sub>0,5</sub> $\frac{\text{HCO}_3 56 \text{Cl} 27 \text{SO}_4 11 \text{NO}_3 7}{\text{Ca} 67 \text{Mg} 22 \text{Na} 10 \text{K} 1}$ pH6,9	0,2-0,7	M <sub>0,4</sub> $\frac{\text{HCO}_3 58 \text{Cl} 22 \text{SO}_4 19}{\text{Ca} 65 \text{Mg} 19 (\text{Na+K}) 16}$
Апт-волжский J <sub>3v</sub> -K <sub>1ap</sub> (n=4)	M <sub>(0,1-0,4)</sub> $\frac{\text{HCO}_3(38-45) \text{SO}_4(20-32) \text{Cl}(11-24) \text{NO}_3(8-18)}{\text{Ca}(53-69) \text{Mg}(16-26) \text{Na}(14-23) \text{K}(\text{до } 2)}$ pH(5,9-7,0)	0,5-1,0	M <sub>0,6</sub> $\frac{\text{HCO}_3 45 \text{Cl} 27 \text{SO}_4 17}{\text{Ca} 58 \text{Mg} 32 (\text{Na+K}) 10}$

тичный озерно-аллювиальный (n=9), валдайско-московский флювиогляциальный (n=3), московско-днепровский аллювиально-флювиогляциальный (n=11), сеноман-альбский (n=1) и апт-волжский (n=4). Результаты определения содержания основных ионов, минерализации вод, pH и значения ХПК приведены в табл. 2.

Воды пресные с минерализацией 113–565 мг/л (в среднем 310 мг/л), pH от слабокислого до слабощелочного (5,9–8,0). Для вод характерно повышенное содержание нитратов (в среднем 22 мг/л), в трех родниках оно незначительно превышает ПДК для питьевых вод (45 мг/л, согласно [СанПиН 1.2.3685–21]). Содержание PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> находится в пределах 0,2–2,7 мг/л (не нормируется в природных водах).

Согласно диаграмме Пайпера [Piper, 1944], воды опробованных родников относятся к типу IV — Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>. В наибольшей степени воды дренируемых горизонтов отличаются по анионному составу (рис. 2). Воды верхнечетвертичного озерно-аллювиального водоносного горизонта сульфатно-гидрокарбонатные; валдайско-московского флювиогляциального и московско-днепровского аллювиально-флювиогляциального — гидрокарбонатные, сеноман-альбского — хлоридно-гидрокарбонатные, апт-волжского — хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные. По катионному составу существенные различия не наблюдаются: воды кальциевые и магниево-кальциевые. Результаты сравнительного анализа полученных данных с фондовыми материалами свидетельствуют в целом об устойчивости ионного состава вод водоносных горизонтов (табл. 3).

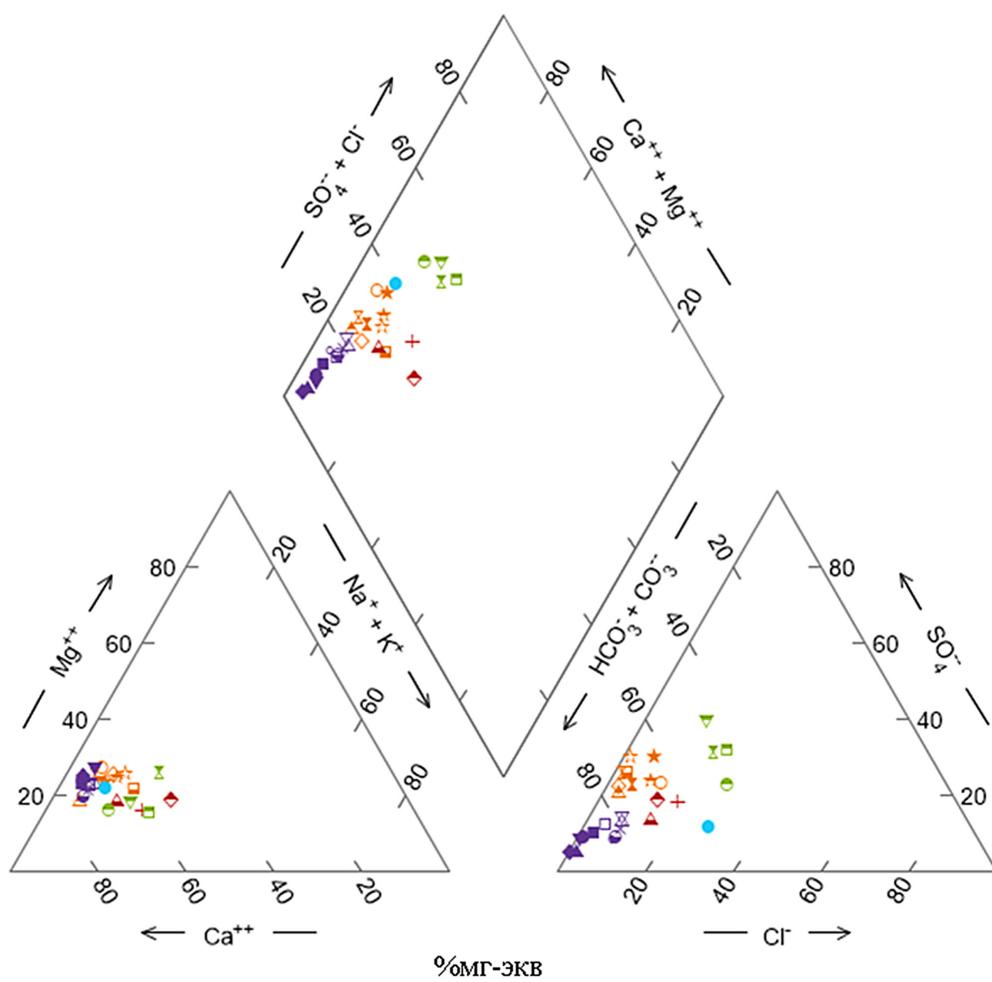
Для выделения основных факторов, определяющих гидрохимический состав природных вод, результаты химического вод родников были нанесены на диаграммы Гиббса [Gibbs, 1970]. В основу диаграмм положены весовые соотношения общей солености и основных катионов и анионов, характерных для пресных (Ca<sup>2+</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) и соленых (Na<sup>+</sup>

и Cl<sup>-</sup>) вод, в зависимости от которых выделяют доминирующий фактор, контролирующий состав природных вод (взаимодействие вод с горными породами, атмосферные осадки, испарение с последующей кристаллизацией). Применительно к водам родников Пушкинского района такой фактор — взаимодействие вода–порода (рис. 3).

Пространственная изменчивость состава вод родников проиллюстрирована диаграммами смешения нормализованных по Na молярных соотношений Ca<sup>2+</sup> и Mg<sup>2+</sup>, а также Ca<sup>2+</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (рис. 4). Состав вод обусловлен совместным растворением карбонатов, силикатов и эвапоритов. При подчиненном значении хлоридов состав воды определяется преимущественно растворением карбонатов кальция и магния (кальцит, доломит) и сульфатов кальция (гипс), о чем свидетельствует приближенное эквивалентное равенство содержания катионов и анионов указанных соединений (рис. 5, а). Соотношение гидрокарбонат-иона и кальция (за вычетом кальция, эквивалентного количеству сульфатов) показывает, что содержание гидрокарбонат-иона обусловлено растворением как кальцита, так и доломита (рис. 5, б).

Содержание большинства микроэлементов в водах опробованных родников (табл. 4) находится на уровне значений, характерных для подземных вод зоны выщелачивания умеренного климата [Шварцев, 1998]. Для ряда микроэлементов (Fe, Mn, Zn, Cd, Pb, Ti, Ag) зафиксирована существенно более низкая концентрация. Более высокие ее значения по литературным данным для элементов, перенос которых преимущественно осуществляется во взвешенной форме (например, Fe, Pb, Ti), могут быть следствием различий в пробоподготовке.

Содержание микроэлементов в подземных водах Пушкинского района в целом соответствует усредненному содержанию в поверхностных водотоках. Принципиальные различия отмечены для Zn — в среднем 4,1–7,6 мкг/л в водах родников различных



Водоносные горизонты и номера родников:

верхнечетвертичный  
озерно-аллювиальный

- 2      ★ 17
- ◇ 6      ▲ 25
- ✗ 8      ★ 31
- ★ 9      □ 32
- ✗ 16

валдайско-московский  
флювиогляциальный

- + 20
- ◆ 29
- ▲ 34

московско-  
днепровский  
аллювиально-  
флювиогляциальный

- 1      ▲ 12
- △ 4      ▽ 13
- ▽ 5      ♦ 14
- 7      ✕ 18
- 10      ● 33
- 11

сеноман-альбский

- 15

апт-волжский

- 21
- 23
- ▽ 27
- ✗ 30

Рис. 2. Диаграмма макрокомпонентного состава вод родников Пушкинского района, по [Piper, 1944]

горизонтов против 0,6 мкг/л в реках мира. Установленное расхождение связано, по нашему мнению, с заниженной усредненной оценкой содержания этого элемента, приведенной в [Gaillardet et al., 2014]. В частности, в поверхностных водах европейской части России, согласно недавним исследованиям авторов [Липатникова и др., 2020], содержание Zn варьирует в диапазоне 4–19 мкг/л.

Из-за достаточно высоких вариаций содержания микроэлементов в водах каждого водоносного горизонта достоверно установить различия между горизонтами в целом затруднительно. Однако от-

метим, что воды верхнечетвертичного озерно-аллювиального горизонта характеризуются по полученным данным минимальным содержанием железа, а валдайско-московского флювиогляциального — марганца. Максимальное содержание урана (до 3,8 мкг/л) установлено для московско-днепровского водоносного горизонта, что, возможно, обусловлено локальным наличием в водовмещающих породах линз глинистых отложений.

По санитарно-гигиеническим показателям загрязнение вод отсутствует, содержание нормируемых микроэлементов существенно ниже их ПДК в

Таблица 4

## Содержание микроэлементов (мкг/л) в водах водоносных горизонтов на территории Пушкинского района

Элемент	Водоносный горизонт					ПДК	ПВЗВ	PM
	Верхнечетвертичный озерно-аллювиальный, I, a Q <sub>III</sub> (n=9)	Валдайско-московский флювиогляциальный f Q <sub>II-III</sub> ms-v (n=3)	Московско-днепровский аллювиально-флювиогляциальный f Q <sub>II</sub> dn-ms (n=11)	Сеноман-альбский K <sub>1</sub> al-K <sub>2</sub> sm (n=1)	Апт-волжский J <sub>3</sub> v-K <sub>1</sub> ap (n=4)			
Fe	$\frac{20 \div 70}{44}$	$\frac{33 \div 174}{75}$	$\frac{44 \div 126}{73}$	110	$\frac{67 \div 149}{94}$	300	689	66
Mn	$\frac{0,1 \div 24}{3,7}$	<0,1	$\frac{0,1 \div 29}{9,3}$	6,4	$\frac{0,6 \div 6}{2,6}$	100	59,2	34
Cu	$\frac{0,34 \div 9,3}{1,8}$	$\frac{2,7 \div 3,7}{3,1}$	$\frac{0,23 \div 1,5}{0,54}$	0,75	$\frac{2,3 \div 4,5}{2,8}$	1000	4,85	1,48
Ni	$\frac{1,7 \div 5,2}{2,8}$	$\frac{2,0 \div 3,7}{2,9}$	$\frac{2,5 \div 4,2}{3,1}$	5,62	$\frac{2,8 \div 5,3}{3,6}$	20	3,45	0,80
Pb	$\frac{0,05 \div 0,39}{0,19}$	$\frac{0,21 \div 0,30}{0,24}$	$\frac{0,07 \div 0,58}{0,21}$	0,19	$\frac{0,16 \div 0,29}{0,23}$	10	3,10	0,079
Zn	$\frac{2,7 \div 27}{7,6}$	$\frac{3,2 \div 7,7}{5,3}$	$\frac{2,1 \div 5,7}{4,1}$	4,3	$\frac{4,1 \div 9,4}{5,9}$	5000	42,80	0,60
Cd	$\frac{0,008 \div 0,036}{0,018}$	$\frac{0,009 \div 0,015}{0,012}$	$\frac{0,001 \div 0,016}{0,008}$	0,038	$\frac{0,008 \div 0,044}{0,019}$	1	0,15	0,08
Co	$\frac{0,06 \div 0,60}{0,12}$	$\frac{0,10 \div 0,39}{0,22}$	$\frac{0,13 \div 0,31}{0,19}$	0,25	$\frac{0,20 \div 0,27}{0,22}$	100	0,34	0,15
Sr	$\frac{55 \div 118}{78}$	$\frac{76 \div 253}{158}$	$\frac{93 \div 203}{132}$	170	$\frac{83 \div 147}{109}$	7000	185	60
Ba	$\frac{4,0 \div 52}{18}$	$\frac{18 \div 44}{32}$	$\frac{9,1 \div 56}{19}$	50	$\frac{6,3 \div 78}{29}$	700	25,3	23,0
Al	$\frac{11 \div 208}{46}$	$\frac{147 \div 159}{153}$	$\frac{12 \div 122}{30}$	18	$\frac{130 \div 189}{154}$	200	165	32
Rb	$\frac{0,26 \div 6,8}{1,5}$	$\frac{0,06 \div 1,8}{0,48}$	$\frac{0,15 \div 4,2}{1,5}$	4,8	$\frac{0,11 \div 0,97}{0,27}$	—	2,55	1,63
Cr	$\frac{0,28 \div 2,3}{0,9}$	$\frac{1,3 \div 4,4}{2,4}$	$\frac{0,13 \div 1,2}{0,77}$	1,4	$\frac{1,2 \div 3,3}{1,9}$	50	2,83	0,70
Mo	$\frac{0,10 \div 0,57}{0,17}$	$\frac{0,18 \div 0,35}{0,27}$	$\frac{0,16 \div 0,91}{0,43}$	0,32	$\frac{0,05 \div 0,20}{0,09}$	70	0,89	0,42
As	$\frac{0,18 \div 1,28}{0,50}$	$\frac{0,73 \div 2,5}{1,3}$	$\frac{0,26 \div 1,26}{0,71}$	0,85	$\frac{0,62 \div 1,12}{0,92}$	10	1,64	0,62
Ti	$\frac{0,9 \div 2,0}{1,4}$	$\frac{0,9 \div 2,1}{1,6}$	$\frac{0,7 \div 1,6}{1,0}$	1,6	$\frac{1,5 \div 2,7}{2,0}$	100	8,82	0,49
U	$\frac{0,01 \div 0,72}{0,03}$	$\frac{0,02 \div 0,52}{0,14}$	$\frac{0,13 \div 3,8}{0,61}$	0,40	$\frac{0,01 \div 0,10}{0,03}$	15	0,51	0,37
V	$\frac{0,22 \div 2,5}{0,65}$	$\frac{0,76 \div 1,11}{0,95}$	$\frac{0,12 \div 0,73}{0,46}$	0,77	$\frac{0,32 \div 1,34}{0,79}$	100	1,28	0,71
Ag	$\frac{0,02 \div 0,05}{0,03}$	$\frac{0,04 \div 0,07}{0,05}$	$\frac{0,02 \div 0,04}{0,02}$	0,03	$\frac{0,04 \div 0,04}{0,04}$	50	0,24	—

Примечание. Над чертой — минимальное и максимальное значения, под чертой — среднее геометрическое содержание; прочерк — информация отсутствует; ПДК — предельно-допустимые концентрации химических веществ в воде водных объектов хозяйствственно-питьевого и культурно-бытового водопользования, согласно [СанПиН 1.2.3685-21]; ПВЗВ — среднее содержание в подземных водах зоны выщелачивания умеренного климата, по [Шварцев, 1998]; PM — среднее содержание в реках мира, по [Gaillardet et al., 2014].

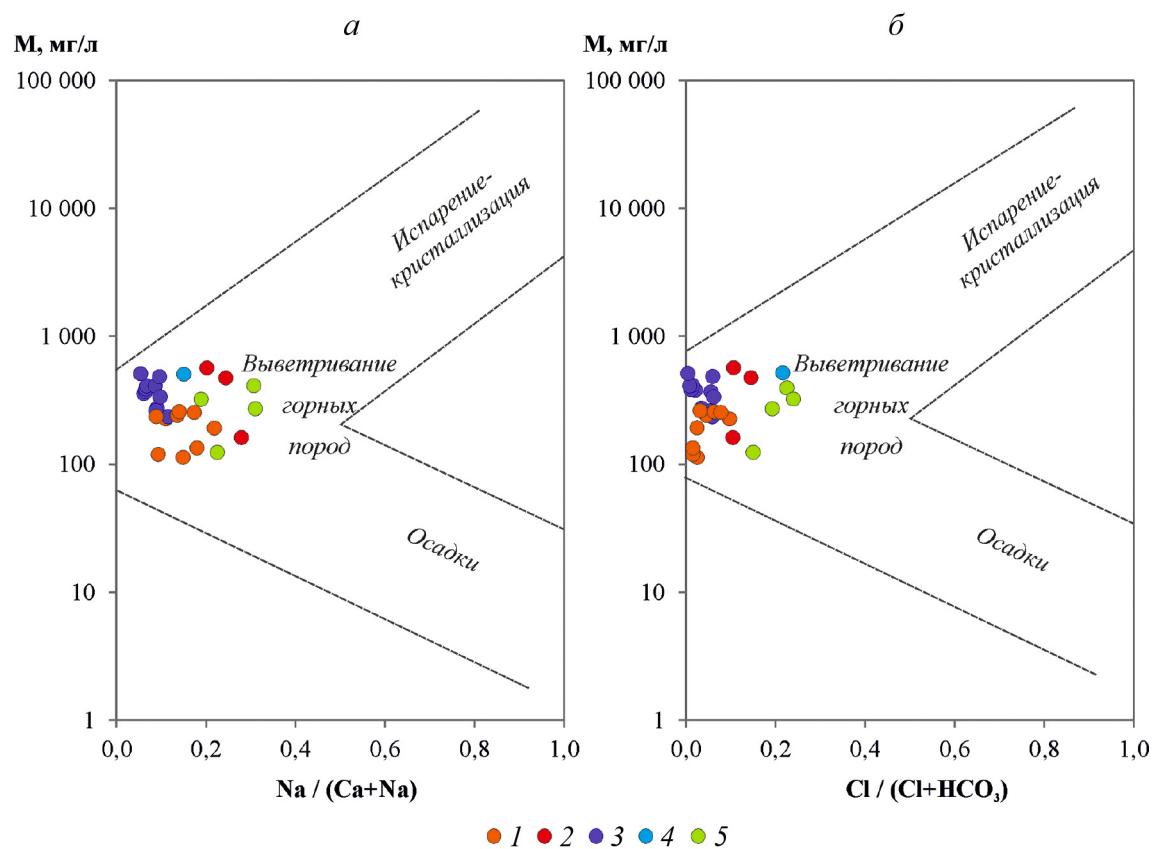


Рис. 3. Диаграммы Гиббса (весовые соотношения) для вод родников Пушкинского района: *а* — общая минерализация и  $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ ; *б* — общая минерализация и  $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ ; 1–5 — водоносные горизонты: 1 — верхнечетвертичный озерно-аллювиальный, 2 — валдайско-московский флювиогляциальный, 3 — московско-днепровский аллювиально-флювиогляциальный, 4 — сеноман-альбский, 5 — апт-волжский

водах хозяйственно-питьевого назначения [СанПиН 1.2.3685-21].

Результаты термодинамических расчетов растворенных форм нахождения микроэлементов, выполненных для каждого образца, показали, что, несмотря на разницу в макрокомпонентном составе, определяющий фактор распределения по формам их нахождения — pH вод (рис. 6). Основная часть Ba, Sr и Fe находится в растворе в виде свободных ионов (в среднем 95%). На распределение по формам нахождения остальных элементов существенно влияет pH вод. При pH > 7 около 80% Mn, Co, Cd и 70% Ni и Zn находится в виде свободных ионов, второе место занимает карбонатный комплекс. При понижении pH (для изученных проб в интервале 5,9–7,0) доля свободных ионов увеличивается до 85–93% за счет уменьшения доли карбонатного комплекса. Кадмий — единственный из рассмотренных элементов, для которого в расчетах в относительно заметном количестве (до 3%) получен хлоридный комплекс. Для остальных элементов образование хлоридных комплексов в данных условиях не характерно.

Распределение по формам нахождения в воде Pb и Cu схожее и значительно отличается от такового для остальных элементов. При pH < 7 около 50% Pb и 35% Cu связано с органическими кислотами, второе место занимают карбонатные комплексы (27% для Pb и 35% для Cu), на третьем — свободные ионы (20%

для Pb и 27% для Cu). При повышении pH резко возрастает доля карбонатных комплексов (до 68 и 81% для Pb и Cu соответственно) за счет уменьшения доли органических комплексов (до 20 и 9% для Pb и Cu соответственно) и свободных ионов (до 6–8% для обоих элементов). На долю остальных комплексов приходится не более 4% от общего содержания этих элементов в растворе.

Полученное в результате термодинамических расчетов распределение форм нахождения микроэлементов в водах родников Пушкинского района в целом согласуется с ранее опубликованными данными о поверхностных пресноводных водоемах, не испытывающих значительной антропогенной нагрузки [Lipatnikova et al., 2016; Липатникова и др., 2020].

**Заключение.** Воды родников Пушкинского района — пресные с минерализацией 113–565 мг/л (в среднем 310 мг/л), значения pH от слабокислых до слабощелочных (5,9–8,0). По катионному составу воды кальциевые и магниево-кальциевые. Установлены различия в анионном составе вод в зависимости от дренируемого горизонта: сульфатно-гидрокарбонатные — для верхнечетвертичного озерно-аллювиального; гидрокарбонатные для валдайско-московского флювиогляциального и московско-днепровского аллювиально-флювиогляциального; хлоридно-гидрокарбонатные — для сеноман-альбского; хлоридно-сульфатно-гидрокар-

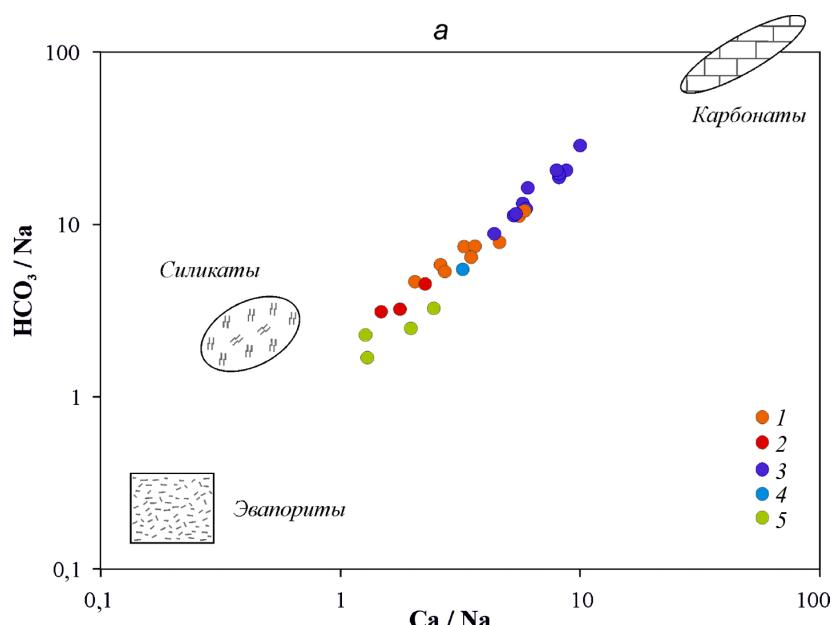


Рис. 4. Диаграмма смешения нормализованных по Na молярных соотношений в водах родников Пушкинского района: *а* —  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{HCO}_3^-$ ; *б* —  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ ; 1–5 — водоносные горизонты: 1 — верхнечетвертичный озерно-аллювиальный, 2 — валдайско-московский флювиогляциальный, 3 — московско-днепровский аллювиально-флювиогляциальный, 4 — сеноман-альбский, 5 — апт-волжский. Данные для трех конечных членов (карбонаты, силикаты и эвапориты) взяты из работы [Gaillardet et al., 1999]

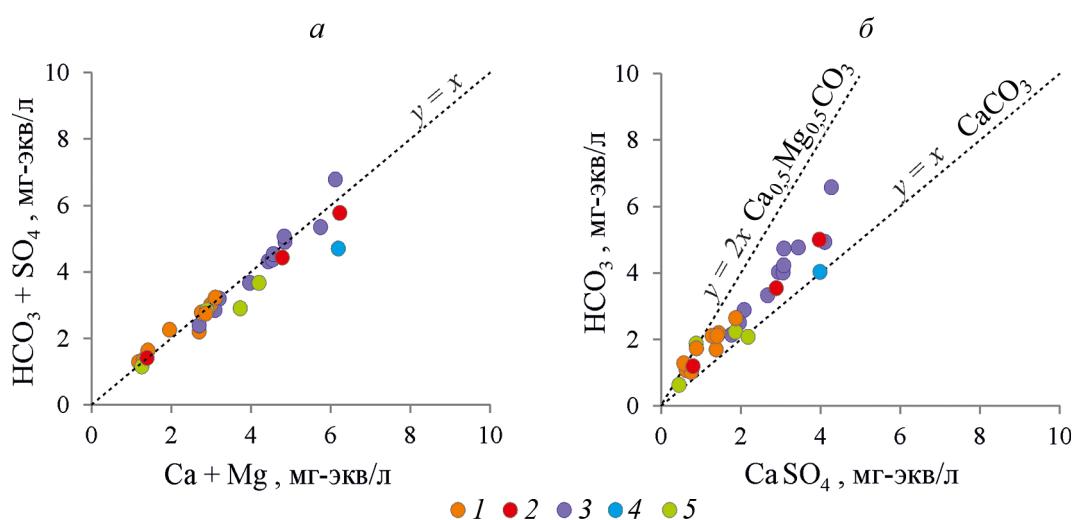
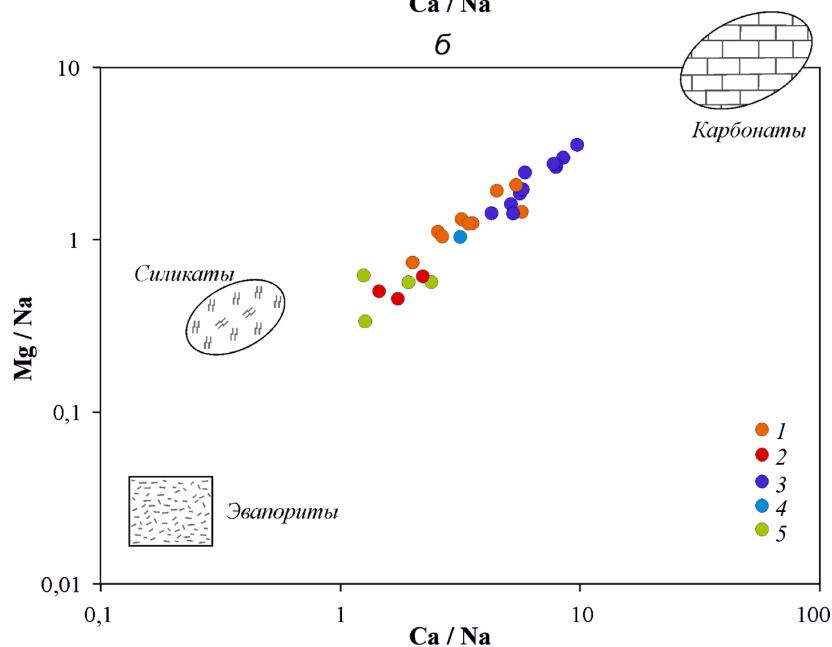


Рис. 5. Соотношение эквивалентных количеств главных катионов и анионов в водах родников Пушкинского района: *а* —  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  и  $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ ; *б* —  $\text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$ ; 1–5 — водоносные горизонты: 1 — верхнечетвертичный озерно-аллювиальный, 2 — валдайско-московский флювиогляциальный, 3 — московско-днепровский аллювиально-флювиогляциальный, 4 — сеноман-альбский, 5 — апт-волжский

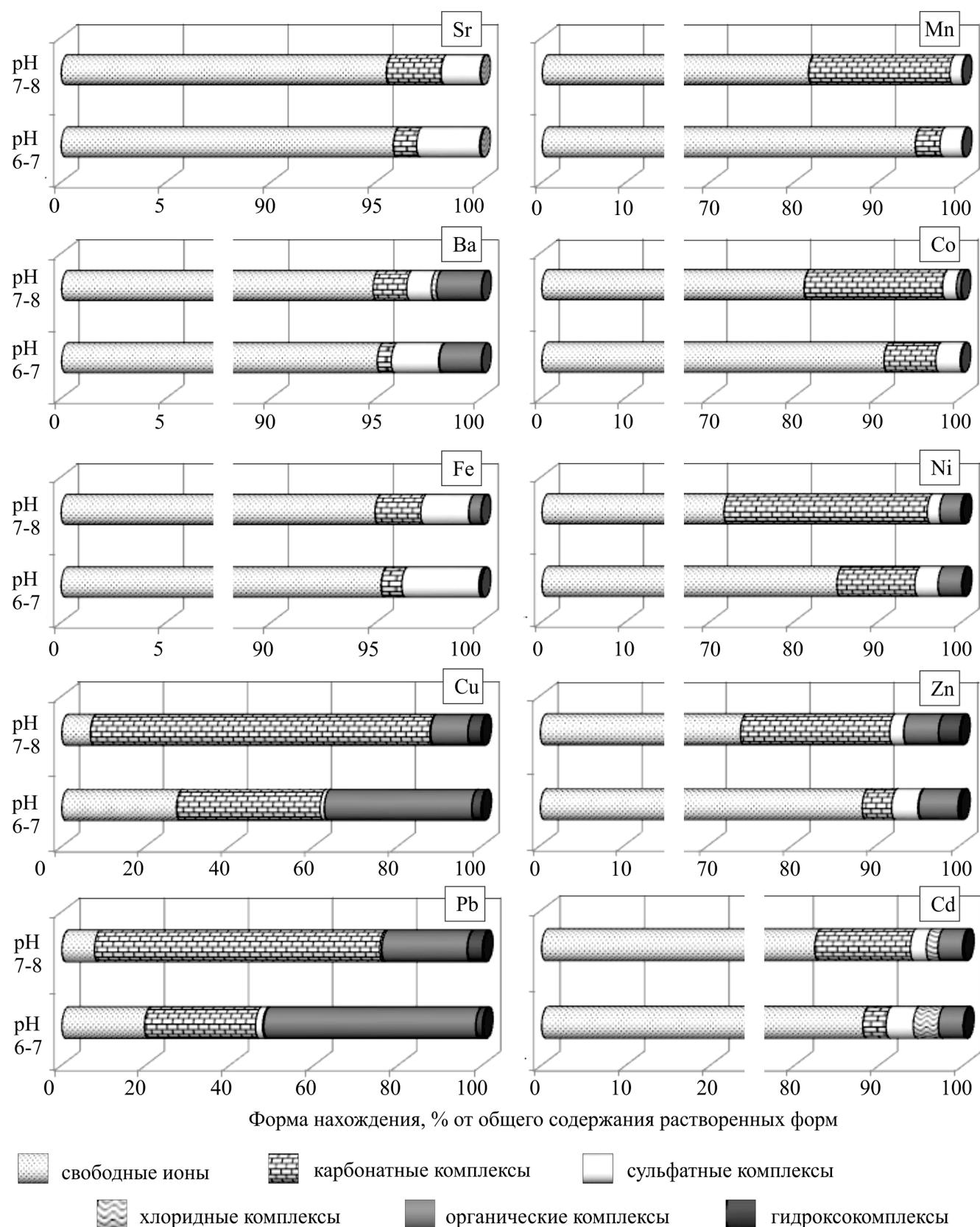


Рис. 6. Результаты термодинамических расчетов распределения растворенных форм нахождения микроэлементов в водах родников Пушкинского района

бонатные для апт-волжского. Сравнительный анализ полученных данных с фондовыми материалами свидетельствует об устойчивости ионного состава вод водоносных горизонтов. Основной фактор формирования макрокомпонентного состава вод — процесс взаимодействия атмосферных осадков с вмещающими породами. При подчиненном значении хлоридов состав воды определяется преимущественно растворением кальцита и доломита, а также гипса.

Среднее содержание микроэлементов находится на уровне значений, характерных для подземных

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балабанов И.В., Смирнов С.А. 500 родников Подмосковья. М.: Издатель И.В. Балабанов, 2006. 184 с.

Вагнер Б.Б., Манучарянц Б.О. Геология, рельеф и полезные ископаемые Московского региона: Учеб. пособие по курсу «География и экология Московского региона». М.: МГПУ, 2003. 92 с.

Васильева Е.Ю. Геоэкология родниковых вод Сергиево-Посадского района Московской области: Автoref. канд. дисс. М., 2009. 25 с.

Геологическая карта четвертичных отложений Московской области [Карты]. 1:500 000 // Карта четвертичных отложений / Под ред. Н.И. Сычкова. М.: МПР РФ, 1998.

Геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1:200 000. Сер. Московская. Лист N-37-II. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 130 с.

Геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1:200 000. Сер. Московская. Лист O-37-XXXII. Объясн. зап. М., 1979. 184 с.

Геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1:200 000. Сер. Московская. Лист O-37-XXXIII. Объясн. зап. М., 1978. 159 с.

Гидрогеологическая карта СССР. Масштаб: 1:200 000. Сер. Московская. Лист O-37-XXXII / Под ред. М.И. Тешлера. М., 1965.

ГОСТ 31859-2012. Вода. Метод определения химического потребления кислорода: межгосударственный стандарт (дата введения 2014-01-01). М.: Стандартинформ, 2014. 11 с.

Липатникова О.А., Лубкова Т.Н. Формы нахождения микроэлементов в природных водах водоемов канала имени Москвы и Волго-Балтийской системы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 1. С. 110–116.

Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Хавина Е.М. Гидрохимическая характеристика водных объектов канала имени Москвы и Волго-Балтийской системы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 6. С. 69–76.

Лозовик П.А., Морозов А.К., Зобков М.Б. и др. Аллюхтонное и автохтонное органическое вещество в поверхностных водах Карелии // Водные ресурсы. 2007. Т. 34, № 2. С. 225–237.

Лубкова Т.Н., Липатникова О.А., Филатова О.Р., Балыкова И.В. Рентгенофлуоресцентный анализ сульфатиона в водных растворах по методу высущенной капли с использованием портативного спектрометра // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 2. С. 59–67.

Мамаев Ю.А., Козловский С.В., Ястребов А.А. Природа, факторы развития и динамика оползней в юрских глинах на территории г. Москвы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2019. № 4. С. 40–50.

вод зоны выщелачивания умеренного климата и не превышает ПДК химических веществ в воде водных объектов хозяйствственно-питьевого и культурно-бытового водопользования, что свидетельствует об отсутствии значимого загрязнения вод родников.

Термодинамический расчет растворенных форм нахождения микроэлементов в водах обследованных родников показал, что для Sr, Ba, Fe, Mn, Zn, Ni, Co, Cd преобладающие формы представлены свободными ионами, для Cu и Pb — карбонатными комплексами и комплексами с органическими кислотами.

Позднякова И.А., Кожевникова И.А., Костикова И.А., Томс Л.С. Оценка условий взаимосвязи водоносных горизонтов на основе крупномасштабного картирования геологического строения и гидрогеологических условий г. Москвы // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2012. № 6. С. 527–539.

Сайт Регионального информационного агентства Московской области (РИАМО) URL: <https://riamo.ru> (дата обращения: 04.06.2021).

СанПиН 1.2.3684-21. Санитарно-эпидемиологические требования к содержанию территорий городских и сельских поселений, к водным объектам, питьевой воде и питьевому водоснабжению, атмосферному воздуху, почвам, жилым помещениям, эксплуатации производственных, общественных помещений, организации и проведению санитарно-противоэпидемических (профилактических) мероприятий (Зарегистрировано в Минюсте России 29.01.2021 № 62297). Электронный фонд правовой и нормативно-технической документации. URL: <https://docs.cntd.ru/document/573536177> (дата обращения: 22.10.2021).

Шварцев С.Л. Гидрохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 367 с.

Gaillardet Y., Dupre B., Louvat P., Allegre C.J. Global silicate weathering and CO<sub>2</sub> consumption rates deduced from the chemistry of large rivers // Chem. Geol. 1999. Vol. 159. P. 3–30.

Gaillardet Y., Viers Y., Dupre B. Trace elements in river water. Ch. 7.7 // Treatise on Geochemistry: Second Ed. Elsevier Ltd., 2014. Vol. 7. P. 195–235.

Gibbs R.J. Mechanisms controlling world water chemistry // Science. 1970. Vol. 170. P. 1088–1090.

Gustafsson J.P. Программный пакет Visual-MINTEQ. Версия 3.1. URL: <https://vminteq.lwr.kth.se> (дата обращения: 21.09.2021).

Lipatnikova O.A., Lubkova T.N., Yablonskaya D.A. Approaches to water quality management in water supply sources (by the example of the Ivankovsky and Vyshnevolotsky reservoirs, Russia // In 16th Intern. Multidisciplinary Scie. Geoconference SGEM 2016. Conference proceed., Vol. 3 of Water Resources. Forest, Marine and Ocean Ecosystems. 2016. P. 35–42.

Meybeck M. Global occurrence of major elements in rivers // Treatise on Geochemistry. Vol. 5. Amsterdam: Elsevier–Pergamon, 2004. P. 207–223.

Piper A.M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses // Transactions. Amer. Geophys. Un. 1944. Vol. 25, N 6. P. 914–928.

УДК 550.83.04

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ

**Мария Сергеевна Судакова<sup>1</sup>✉, Анатолий Викторович Брушков<sup>2</sup>,**  
**Сергей Александрович Великин<sup>3</sup>, Михаил Львович Владов<sup>4</sup>,**  
**Юрий Дмитриевич Зыков<sup>5</sup>, Виталий Владимирович Неклюдов<sup>6</sup>,**  
**Владимир Владимирович Оленченко<sup>7</sup>, Павел Юрьевич Пушкарев<sup>8</sup>,**  
**Марат Ринатович Садуртдинов<sup>9</sup>, Андрей Георгиевич Скворцов<sup>10</sup>,**  
**Андрей Михайлович Царев<sup>11</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.s.sudakova@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8680-125X>

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; brushkov@geol.msu.ru

<sup>3</sup> Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; velikin2000@mail.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vladov\_ml@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-2955-3552>

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; zykov@mail.ru

<sup>6</sup> Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; frozen@mirny.sakha.ru

<sup>7</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики имени А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; olenchenkovv@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-4386-7064>

<sup>8</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; pavel\_pushkarev@list.ru, <https://orcid.org/0000-0003-2894-2609>

<sup>9</sup> Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; mr\_sadurtdinov@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7225-6684>

<sup>10</sup> Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; agskvortsov@mail.ru

<sup>11</sup> Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия; tsarev.am@gmail.com

**Аннотация.** Обоснована необходимость использовать геофизические методы в геокриологическом мониторинге для изучения условий залегания многолетнемерзлых пород, поиска таликов и криопэгов, определения физико-механических свойств мерзлых пород. Описаны достоинства и недостатки этих методов, а также приведены примеры их использования для решения геокриологических задач, как в естественных условиях, так и в зоне влияния зданий и инженерных сооружений.

**Ключевые слова:** многолетнемерзлые породы, геокриологический мониторинг, геофизические методы, сейсморазведка, электроразведка, георадиолокация

**Для цитирования:** Судакова М.С., Брушков А.В., Великин С.А., Владов М.Л., Зыков Ю.Д., Неклюдов В.В., Оленченко В.В., Пушкарев П.Ю., Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Царев А.М. Геофизические методы в геокриологическом мониторинге // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 141–151.

## GEOPHYSICAL METHODS IN PERMAFROST MONITORING

**Maria S. Sudakova<sup>1</sup>, Anatoly V. Brushkov<sup>2</sup>, Sergey A. Velikin<sup>3</sup>, Mikhail L. Vladov<sup>4</sup>,**  
**Yuri D. Zykow<sup>5</sup>, Vitaly V. Nekljudov<sup>6</sup>, Vladimir V. Olenchenko<sup>7</sup>, Pavel Yu. Pushkarev<sup>8</sup>,**  
**Marat R. Sadurtdinov<sup>9</sup>, Andrey G. Skvortsov<sup>10</sup>, Andrey M. Tsarev<sup>11</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia; m.s.sudakova@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8680-125X>

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; brushkov@geol.msu.ru

<sup>3</sup> Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; velikin2000@mail.ru

<sup>4</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vladov\_ml@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-2955-3552>

<sup>5</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zykov@mail.ru

<sup>6</sup> Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; frozen@mirny.sakha.ru

<sup>7</sup> Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia; olenchenkovv@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-4386-7064>

<sup>8</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; pavel\_pushkarev@list.ru <https://orcid.org/0000-0003-2894-2609>

<sup>9</sup> Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia; mr\_sadurtdinov@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7225-6684>

<sup>10</sup> Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia; agskvortsov@mail.ru

<sup>11</sup> Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia; tsarev.am@gmail.com

**Abstract.** The paper substantiates the need to use geophysical methods in geocryological monitoring to study the conditions of permafrost, search for taliks and cryopegs, and determine the physical and mechanical properties of frozen grounds. Their advantages, disadvantages and examples of their use for solving geocryological problems are described both in natural conditions and in the zone of influence of buildings and engineering structures.

**Key words:** permafrost, geocryological monitoring, geophysical methods, seismic exploration, electrical exploration

**For citation:** Sudakova M.S., Brushkov A.V., Velikin S.A., Vladov M.L., Zykov Yu.D., Nekljudov V.V., Olenchenko V.V., Pushkarev P.Yu., Sadurtdinov M.R., Skvortsov A.G., Tsarev A.M. Geophysical methods in permafrost monitoring. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 141–151. (In Russ.).

**Введение.** При освоении Арктики необходимо учитывать изменения климата. Повышение температуры верхних горизонтов криолитозоны, которая занимает 65% территории России и определяет ключевые условия природной среды, экономической деятельности и жизни местного населения, вызовет потерю устойчивости оснований зданий и инженерных сооружений. Только для Арктической зоны РФ предполагаемый ущерб экономике может быть оценен к 2050 г. в 5–7 трлн руб. [Мельников и др., 2021]. Ситуация в Арктике стала критической: число деформированных зданий приближается к 40% (в Амдерме около 40%, в Диксоне — 33%, в Тикси — 22%, в Певеке — 50%). Вечная мерзлота распространена и за пределами Арктики, в частности, в Якутии она занимает 95% ее территории.

Обеспечить устойчивость инфраструктуры сможет система геокриологического мониторинга. Однако его реализация требует всестороннего анализа возможностей наук о Земле, в том числе геофизики — современного инструмента исследований. Возможности геофизических методов недостаточно обсуждаются в литературе и мало учитываются при проектировании мониторинга. Сегодня, судя по публикациям в печати [[https://www.mnr.gov.ru/press/news/sozdanie\\_sistemy\\_monitoringa\\_vechnoy\\_merzloty\\_plany\\_nauchnykh\\_ekspeditsiy\\_ledostoykoy\\_platformy\\_itog/](https://www.mnr.gov.ru/press/news/sozdanie_sistemy_monitoringa_vechnoy_merzloty_plany_nauchnykh_ekspeditsiy_ledostoykoy_platformy_itog/)], Минприроды России идет по пути создания сети наблюдений исключительно для анализа теплового состояния мерзлоты в природных (фоновых) условиях. Вне сферы такого мониторинга оказываются осваиваемые и застроенные территории и опасные мерзлотные процессы. В крупных населенных пунктах температура грунтов отличается на 3–6 °C от температуры в природных условиях. Вместо решения важной государственной задачи предлагается лишь расширение существующей фоновой сети. Наблюдения необходимо проводить не только за температурой грунтов, но и за другими параметрами, необходимыми для прогноза развития опасных природных процессов. Для определения этих параметров — свойств снежного и растительного покрова, состава и строения грунтов верхних горизонтов литосфера, их теплофизических, физико-механических и других характеристик — могут и должны быть использованы геофизические методы. В статье обсуждаются возможности применения геофизических методов исследований для решения задач мониторинга вечной мерзлоты.

В основе наблюдательной сети за состоянием вечной мерзлоты лежит строительство термометрических скважин. Температура — основа для опре-

деления характеристик мерзлой толщи — ее пространственного положения и механических свойств, необходимых для оценки устойчивости оснований зданий и сооружений. Геофизические методы значительно дополняют изучение разреза. Это неразрушающие методы исследований, они применяются на земной поверхности, в пределах акваторий, в скважинах, а также дистанционно (аэрогеофизика). При проведении геофизических работ практически не нарушается напочвенный покров, что особенно актуально в тундре, где его уничтожение вызывает термокарст и другие негативные процессы. Геофизические методы, в отличие от бурения, обеспечивают получение непрерывной информации по глубине и простиранию, а также об изменчивости состояния и свойств многолетнемерзлых пород (ММП).

Важно отметить, что не всегда по температурным данным можно определить состояние пород (мерзлое/талое). Геофизические методы помогают ответить на этот вопрос. Они обеспечивают получение информации о физических, физико-механических характеристиках среды, включая деформационные и прочностные, которые необходимы для расчета оснований сооружений. Геофизический мониторинг, таким образом, позволяет оценить изменение несущей способности мерзлых пород.

В нормативных документах рекомендуется стационарные геофизические наблюдения проводить на специально оборудованных пунктах наблюдательной сети с закрепленными датчиками и приемниками или по сети, определенной на местности при инженерно-геологических изысканиях [СП-11-105-97-6, 2004]. Периодичность наблюдений должна обеспечивать регистрацию экстремальных значений изменения компонентов геологической среды в конкретных условиях. На практике подобные стационарные сети организуются крайне редко, а наблюдения за состоянием криолитозоны (фоновый мониторинг) часто ограничены исследованиями сезонно-талого слоя (СТС) (например, в программе CALM, <https://arcticdata.io/catalog/portals/CALM/About>).

Цель мониторинга вечной мерзлоты (или мониторинга криолитозоны) — оценка ее строения и состояния как в естественных условиях, так и на освоенных территориях, а также разработка прогноза ее изменения под влиянием природных и антропогенных факторов. К задачам геокриологических исследований, в том числе геофизического мониторинга, особенно в условиях техногенного воздействия, относятся определение положения кровли ММП; изучение строения толщи ММП с

выделением подземных льдов, таликов и криопэгов, областей газовых скоплений, зон фильтрации и др.; оценка физико-механических свойств ММП и их изменения; мониторинг и прогноз склоновых (морские и речные береговые склоны, борта карьеров) и иных процессов, приводящих к нарушению грунтового массива.

Уже накоплен большой опыт полевых и лабораторных геофизических исследований мерзлых пород, разработаны методики исследований, доказавшие свою эффективность [Мельников и др., 2010; Скворцов 1997; Скворцов и др.; 2011, Садуртдинов и др., 2011; Крылов, Бобров, 2002; Оленченко, Кондратьев, 2017; Селяев и др., 2017; Ермаков, Старовойтов, 2010; Садуртдинов и др., 2016; Ельцов, Оленченко, 2017; Судакова и др., 2019; Кошурников и др., 2020].

**Обоснование применения геофизических методов.** При переходе температуры через 0 °C в горных породах происходит не только фазовый переход воды, но и качественное преобразование их состава, строения и свойств [Ершов, 2002]. При этом существенно меняются и геофизические свойства [Зыков, 2007; Фролов, 1998; Джурек, 1982; Воронков, Фролов, 1992; Омельяненко, 2001; Судакова, Владов, 2020].

Скорость распространения упругих волн при переходе пород в мерзлое состояние возрастает. Это связано с различием значений скорости упругих волн во льду и в воде. Скорость продольных волн ( $V_p$ ) во льду составляет 3100–4200 м/с, а в воде – 1450 м/с. Скорость поперечных волн ( $V_s$ ) во льду составляет 1600–2100 м/с, в воде она равна нулю. Важную роль играет цементирующее влияние льда. Так, при промерзании грубодисперсных пород значения  $V_p$  возрастают в 3–5 раз, а  $V_s$  — в 5–15 раз, в тонкодисперсных породах, где больше незамерзшей воды, — в 1,5–3 и 5–7 раз соответственно. При промерзании трещиноватых скальных пород значения скорости упругих волн возрастают обычно не более чем в 2–3 раза. В скальных массивах при отсутствии трещиноватости при переходе температуры через 0 °C скорость упругих волн практически не изменяется.

Удельное электрическое сопротивление (УЭС) пресных льдов очень высокое ( $10^5$ – $10^8$  Ом·м), а льдов из минерализованных вод ниже ( $10^2$ – $10^4$  Ом·м) и зависит от содержания и состава в них солей. Поэтому при промерзании горных пород их УЭС возрастает: в скальных породах не более чем в 10 раз, в тонкодисперсных рыхлых породах (глины, суглинки) в 10–100 раз, в грубодисперсных пород (пески, гравийно-галечниковые отложения) в 100–1000 раз.

Электрохимическая активность мерзлых и талых пород может значительно различаться вследствие наличия и движения надмерзлотных и межмерзлотных вод. Вызванная поляризация мерзлых пород выше, чем талых, и достигает 2–3% для мелкодисперсных пород, 10% — для льда и 15% — для грубодисперсных. Относительная диэлектрическая проницаемость воды составляет 80, т. е. на порядок

выше, чем для большинства породообразующих минералов, а для льда ее значение равно 4. Таким образом, при промерзании пород значение относительной диэлектрической проницаемости убывает с уменьшением содержания незамерзшей воды. Некоторые зависимости физических свойств мерзлых пород приведены на рис. 1.

**Геофизические методы при геокриологическом мониторинге.** Ведущие методы в геофизике криолитозоны — сейсморазведочные и электроразведочные, в том числе георадиолокация. У каждой из этих групп методов есть свои достоинства и недостатки.

К достоинством **сейсмических методов** относится то, что на основании определенных критериев [Скворцов и др., 2014] возможна однозначная идентификация мерзлого состояния пород. Другое преимущество — возможность непосредственного расчета динамических модулей упругости с последующей оценкой прочностных и деформационных характеристик пород в естественном залегании. К недостаткам сейсмических методов следует отнести их трудоемкость и высокую стоимость. Выбор сейсмических методов для целей мониторинга определяется характером решаемой задачи, особенностями строения разреза [Скворцов, 1997] и временем года, когда выполняются исследования. Предпочтительнее использовать поперечные SH-волны. При выполнении режимных исследований необходимо соблюдать идентичность сети наблюдений и условий их проведения.

Среди **электроразведочных методов** для изучения мерзлых толщ чаще применяют группу методов сопротивления. Их эффективность обусловлена контрастным различием мерзлых и талых пород по УЭС, которое может отличаться на порядки [Огильви, 1998; Зыков, 2007]. В случае глинистых или засоленных пород контрастность свойств снижается, что ограничивает возможности этих методов. Преимущество — хорошая разрешающая способность в высокоомных средах (выделение слабопроводящих объектов на фоне среды с повышенным УЭС). К недостаткам группы методов сопротивления относится необходимость устройства гальванических заземлений, что накладывает сезонные ограничения на производство работ. Кроме того, опыт показывает, что при УЭС мерзлых пород и льдов, достигающем 100 кОм·м и более, эти породы становятся непроводящим экраном для постоянного тока, что уменьшает глубинность исследований и делает невозможным определение мощности мерзлой толщи.

**Электротомография** (ЭТ) эффективна для решения задач мониторинга на многих объектах, однако у этого метода есть ограничения [Ельцов и др., 2017]. В присутствии металлических объектов, таких, как сваи или обсадные трубы на кустах скважин, возникают ложные аномалии низкого сопротивления, которые затрудняют интерпретацию разрезов. Кроме того, при высокой засоленности

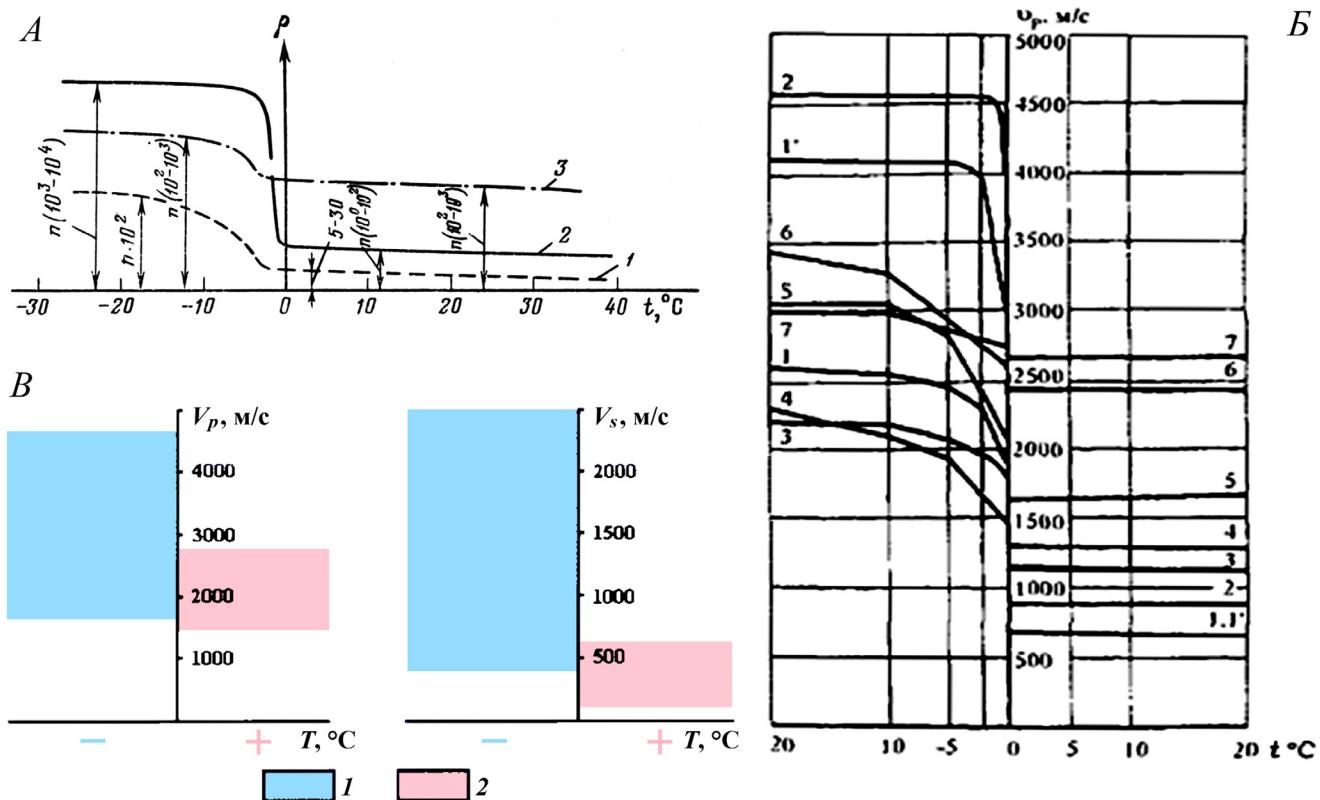


Рис. 1. Зависимости геофизических параметров горных пород от температуры для: А — удельного электрического сопротивления: 1 — скальные породы; 2 — пески; 3 — глины, по [Огильви, 1990]; Б — скорость продольных волн в различных типах пород (естественная влажность  $W = 10 \div 15\%$ ): 1 — песок глинистый, 1' — кварцевый песок ( $W_c = 19\%$ ), 2 — галечник ( $W_c = 15\%$ ), 3 — переслаивание глины и песка, 4 — глина, 5 — песчаник, 6 — мергель, 7 — мел, по [Фролов, 1998]; В — диапазоны значений скорости продольных и поперечных волн в мерзлых (1) и талых (2) водонасыщенных неконсолидированных песчано-глинистых породах [Скворцов и др., 2014]

(>5 г/л) породы не различаются по УЭС, однако на их фоне возможно выделение подземных льдов.

Другие методы электроразведки (электромагнитные, аэроэлектроразведка, радиоволновое пропрэвичивание, метод вызванной поляризации и пр.) для решения геокриологических задач применяются реже.

**Метод георадиолокации** основан на изучении разреза с помощью высокочастотных электромагнитных волн. Кровля ММП представляет собой для них контрастную границу, что позволяет использовать георадиолокацию для определения ее глубины и выделения таликов [Ермаков, Старовойтov, 2010; Омельяненко, 2001; Садуртдинов и др., 2016; Старовойтov, 2008; Schwamborn, 2002; Shean, Marchant, 2010; Sudakova et al., 2017]. Этот метод наименее трудоемок по сравнению с описанными выше. К недостаткам можно отнести небольшую глубинность, чаще всего 10–15 м (исключение — изучение ледников). Кроме того, в глинистых или засоленных грунтах георадиолокация, как правило, не применима [Владов, Судакова, 2017].

**Результаты исследований и их обсуждение.**  
**Определение динамики кровли ММП.** На рис. 2 приведен пример использования сейсмических исследований методом преломленных волн (МПВ) для мониторинга кровли ММП. На стационаре в районе Уренгойского месторождения наземные наблюдения

проводились вместе со скважинными сейсмическими исследованиями и термометрией. Достоверность определения положения кровли ММП в условиях этого высокотемпературного разреза по данным сейсмического каротажа выше, чем у термометрии. Наземные наблюдения дают более детальную информацию о динамике положения кровли ММП, чем скважинные. Наблюдается тенденция к опусканию кровли ММП, что подтверждено данными бурения (рис. 2). Глубина кровли ММП за 10 лет увеличилась на 1,8–3,8 м. На стационаре Кумжа на р. Печора в течение 4 лет также наблюдается тенденция к увеличению глубины кровли ММП в среднем на 30 см/год.

На рис. 3, 4 приведены результаты георадиолокационных наблюдений по одному из профилей на геокриологическом стационаре Кашин (Ненецкий автономный округ, устье р. Печора). В таблице представлены обобщенные результаты измерений на этом стационаре [Sudakova et al., 2021]. Средняя температура горных пород приведена по результатам измерений в непосредственной близости от площадки наблюдений. Отмечена корреляция между данными измерения среднегодовой температуры, мощности СТС и влажности горных пород (таблица). Средняя мощность СТС в 2016 г. на площадке была на 30% больше, чем в 2015 и в 2017 гг.; в 2017 г. средняя глубина пропаивания практически вернулась к ее значению в 2015 г. Средняя объемная влажность

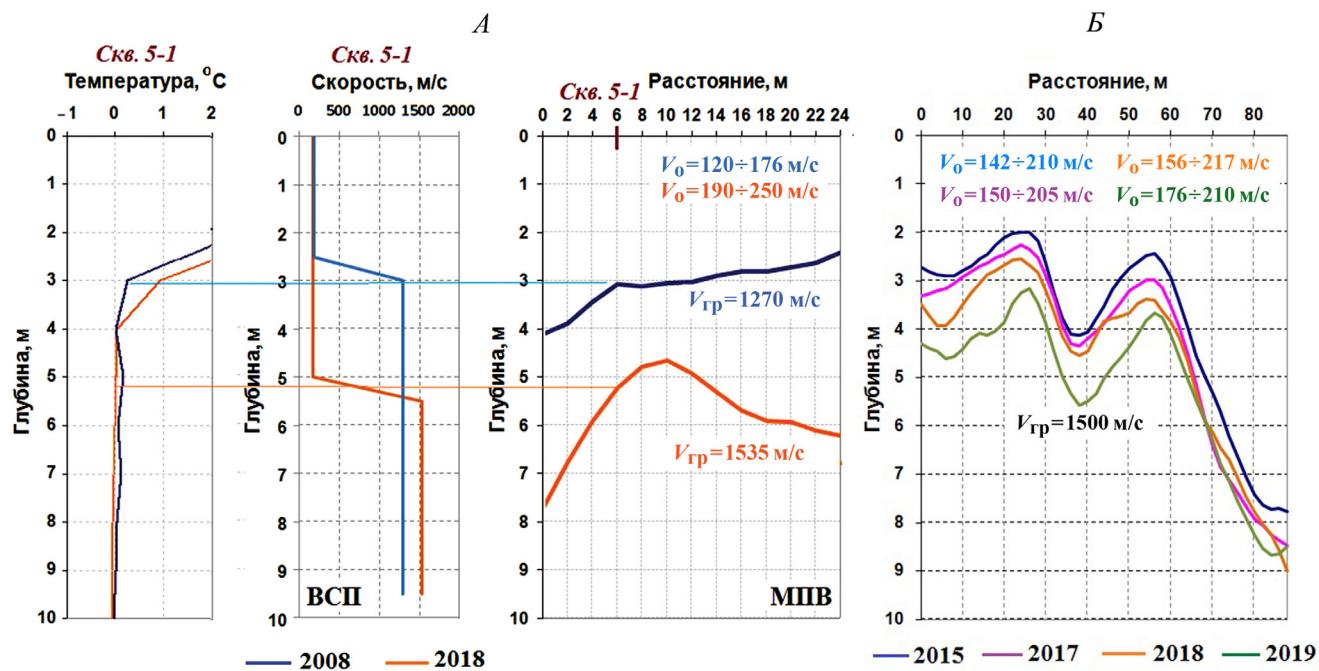


Рис. 2. Результаты режимных сейсмических наблюдений за положением кровли ММП на стационарах в районе Уренгойского месторождения (А) и Кумжа (Ненецкий автономный округ, пойма р. Печора) (Б)

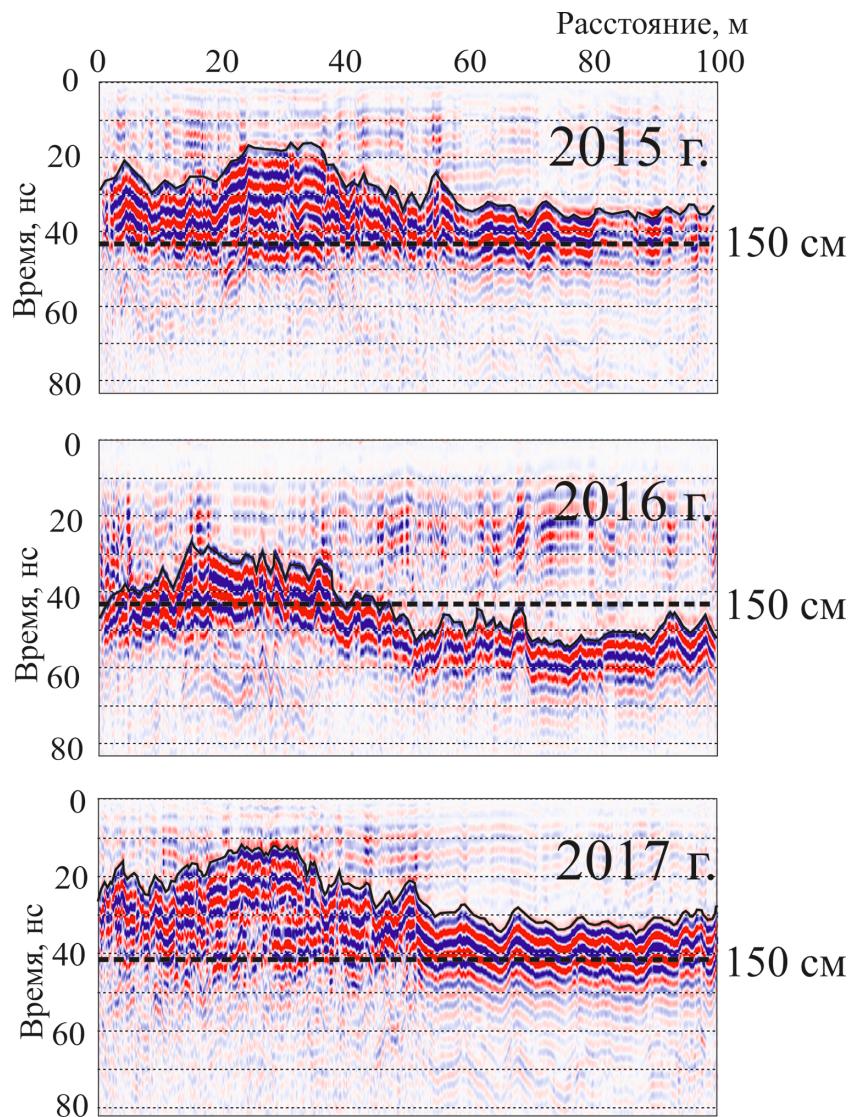


Рис. 3. Георадарограммы, полученные методом профилирования на геокриологическом стационаре Кашин в 2015–2017 гг. Чёрная линия — ось синфазности, соответствующая подошве СТС. Пунктиром показана линия, соответствующая глубине 150 см с постоянной скоростью 7 см/нс

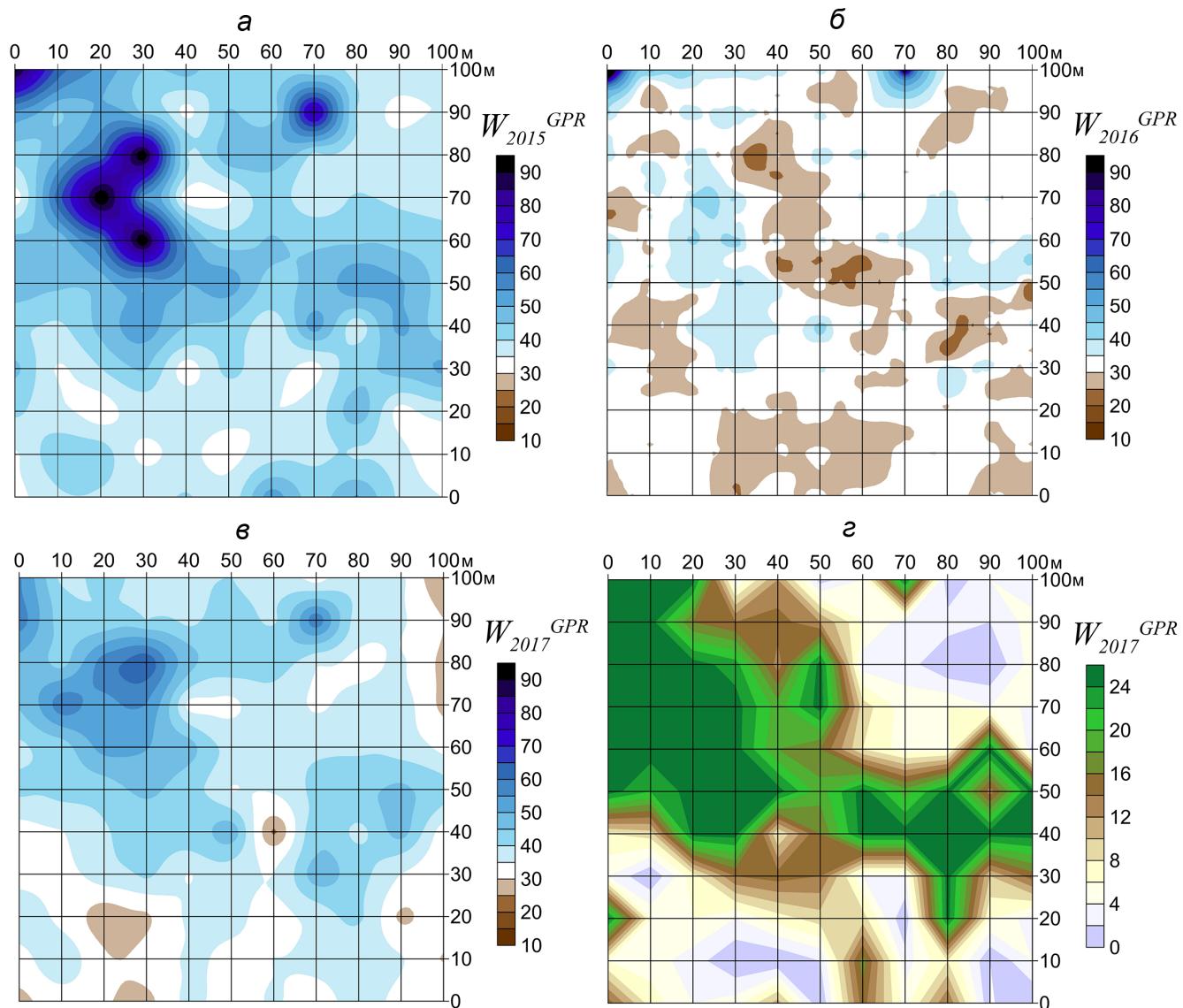


Рис. 4. Рассчитанная по данным георадиолокации объемная влажность СТС, % ( $W_{06}$ ) на стационаре Кашин (CALM R24A-1) в 2015 (*a*), 2016 (*b*) и 2017 (*c*) годах; *д* — мощность торфа, см

( $W_{06}$ ) в 2016 г. на 30% меньше средних значений в 2015 и 2017 гг.: аномально жаркий 2016 г. привел к высыханию СТС.

Георадиолокационные исследования, очевидно, эффективно применять для мониторинга состояния вечной мерзлоты в основаниях автодорог и других линейных сооружений в составе геотехнического мониторинга (ГТМ).

**Электрометрический контроль состояния льдистых грунтов и пластовых льдов методом ЭТ.** В качестве примера применения ЭТ для мониторинга состояния мерзлых пород на рис. 5 приведены результаты наблюдений за изменением УЭС разреза в пределах рекультивированного участка развития термоэррозии (рис. 5). Исследуемый участок расположен на территории Бованенковского газо-конденсатного месторождения (ГКМ) (п-ов Ямал). Развивающаяся по пластовым льдам термоэррозия угрожала опоре высоковольтной ЛЭП. На момент

#### Результаты мониторинга на стационаре Кашин по термическим и георадиолокационным данным

Период	Средняя температура горных пород, °C	Полевой сезон	Кашин (CALM R24A-1)	
			мощность СТС, см	объемная влажность СТС, %
14.08.2014–13.08.2015	-1,6	Август 2015	80	44
14.08.2015–13.08.2016	-0,2	Август 2016	109	32
14.08.2016–13.08.2017	-1,6	Август 2017	76	39

геофизических исследований там были закончены мероприятия по инженерной защите: образовавшийся овраг, подходящий вершиной к опоре ЛЭП, был засыпан песком, а поверхность покрыта слоем гидро- и теплоизоляции (полиэтиленовая пленка

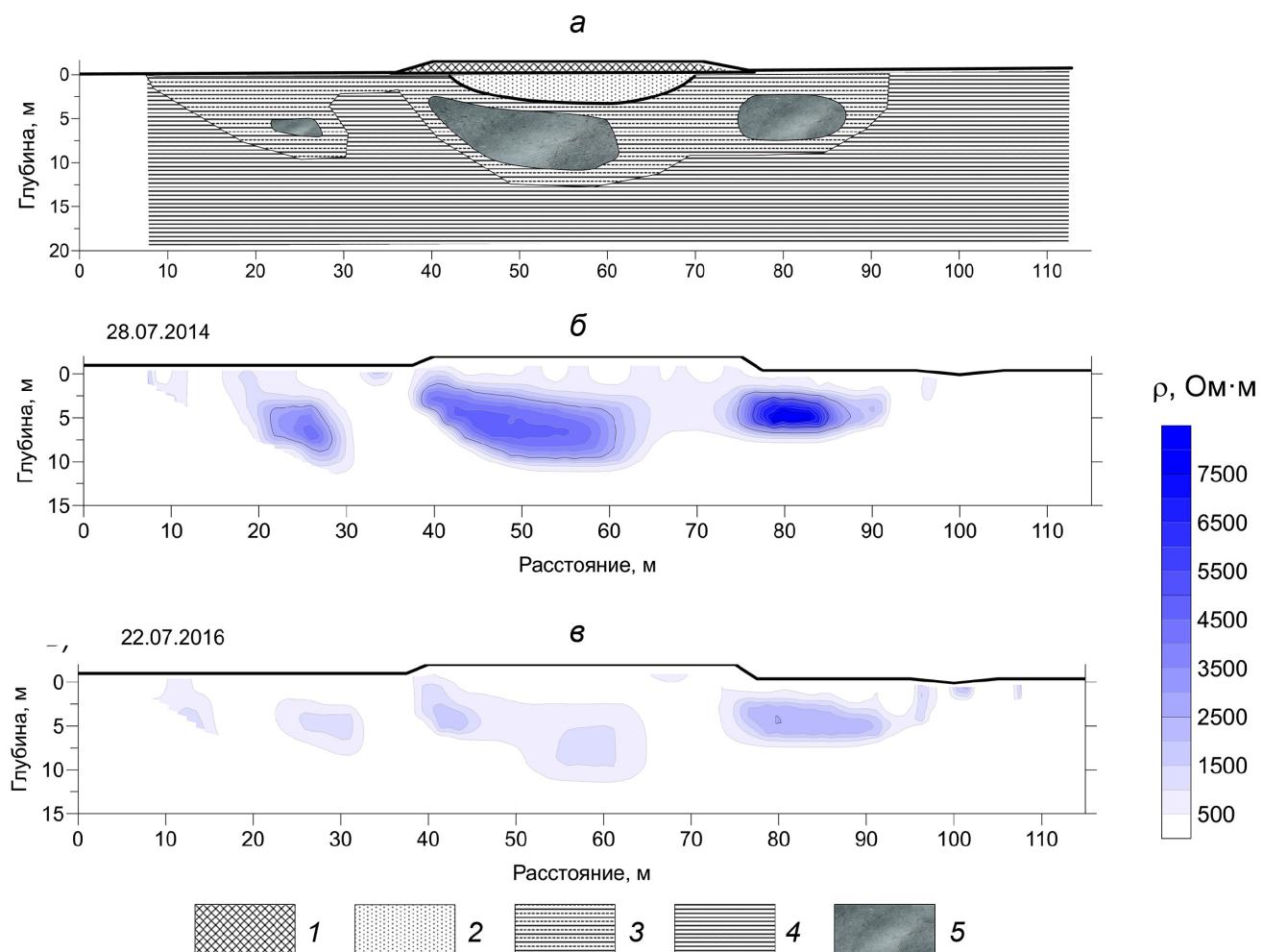


Рис. 5. Геокриологический разрез (*a*) и геоэлектрические разрезы по данным ЭТ через рекультивированный участок овражной эрозии на Бованенковском ГКМ в 2014 (*б*) и 2016 (*в*) годах: 1 — теплоизоляция; 2 — песок; 3 — супесь; 4 — глина; 5 — лед

и пеноплекс). В пределах участка по сети профилей выполнены исследования методом ЭТ. На геоэлектрическом разрезе по одному из профилей, полученному после рекультивации в 2014 г. (рис. 5), выделяются локальные аномалии высокого УЭС, вызванные пластовыми льдами, по которым развивался овраг. Вмещающие породы представлены мерзлыми супесями и глинами, имеющими низкое УЭС.

Сравнением геоэлектрических разрезов, полученных в 2014 и 2016 гг., установлено, что за два года интенсивность аномалий от пластовых льдов уменьшилась с 5000–10 000 Ом·м до 1000–3000 Ом·м (рис. 5, б, в), что связано с повышением их температуры. Электрометрический мониторинг показал, что, несмотря на инженерные мероприятия, деградация мерзлой толщи продолжается. В будущем прорастивание подземных льдов приведет к образованию термокарста и активизации овражной эрозии.

**Мониторинг состояния мерзлых грунтов в основании крупного инженерного сооружения (на примере Вилюйской ГЭС).** Ряд крупных гидротехнических сооружений (ГТС), например Вилюйская ГЭС (включая Вилюйское водохранилище), снабжающая промышленной электроэнергией Западную Якутию,

введен и эксплуатируется в криолитозоне. Из-за высокой энергоооруженности такие объекты представляют собой тепловые источники, инициирующие деградацию вечной мерзлоты. Наблюдения за ее состоянием проводятся средствами геофизического мониторинга.

Вилюйская ГЭС введена в скальном массиве долеритовых траппов мощностью до 200 м с включениями сильнольдистых карбонатных ксенолитов, имеющих проявления на дневной поверхности и общую протяженность вдоль правобережного примыкания около 100 м. На этом участке, начиная с 1996 г., развивается техногенный водонасыщенный талик, коллектором которого служат растепленные карбонатные ксенолиты. Тепловое состояние пород примыкания плотины непрерывно отслеживается на скважинном термометрическом полигоне, включая пробуренные в 2000-х гг. вдоль правобережного примыкания дополнительные геофизические скважины. Многолетняя обходная фильтрация подземных вод стала угрожать фильтрационной устойчивости всей ГЭС, параметры ее русел до сих пор известны только в самом общем виде. Поэтому во избежание пропусков ее русел возникла необходимость вести

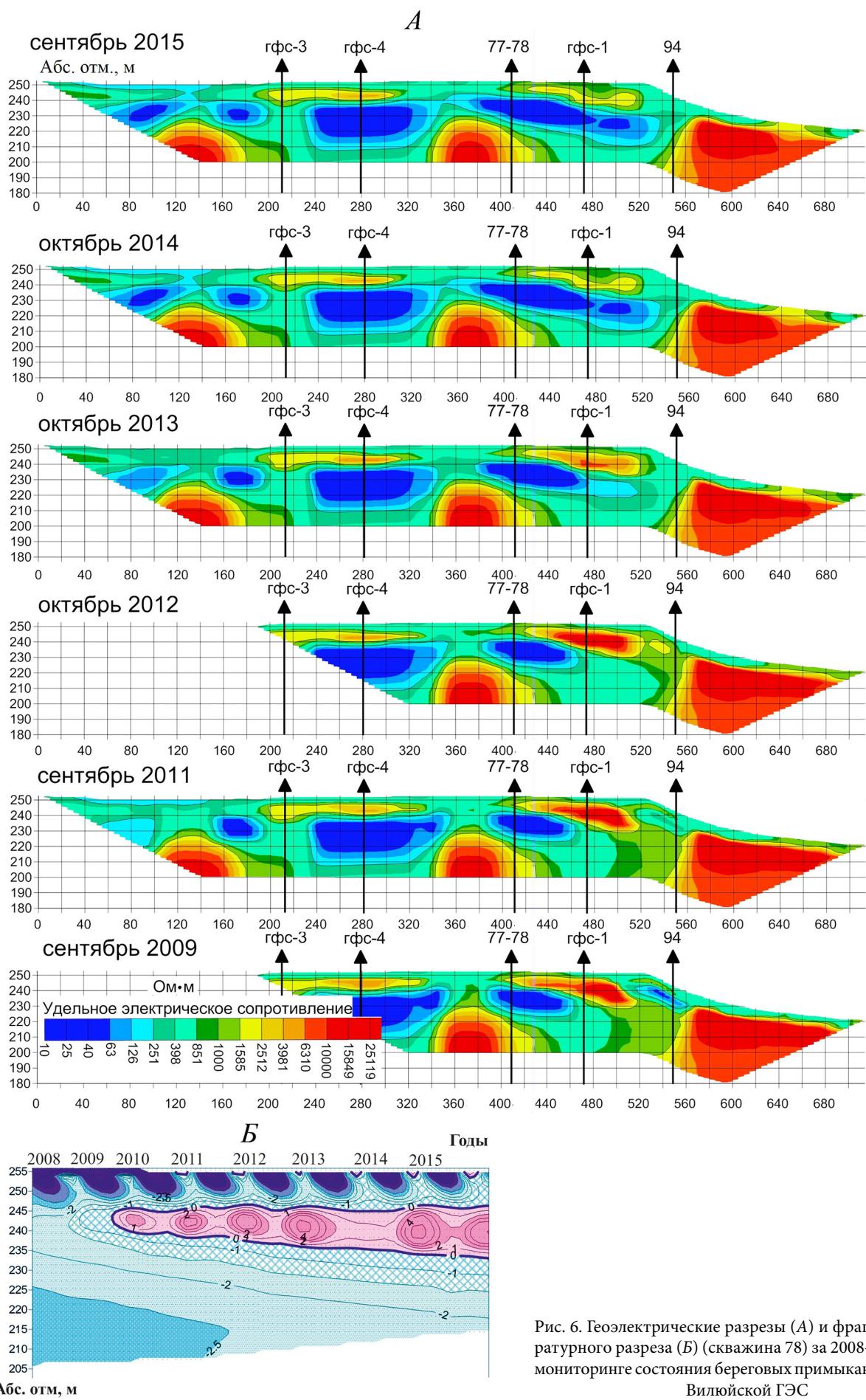


Рис. 6. Геоэлектрические разрезы (A) и фрагмент температурного разреза (Б) (скважина 78) за 2008–2014 гг. при мониторинге состояния береговых примыканий плотины Вилюйской ГЭС

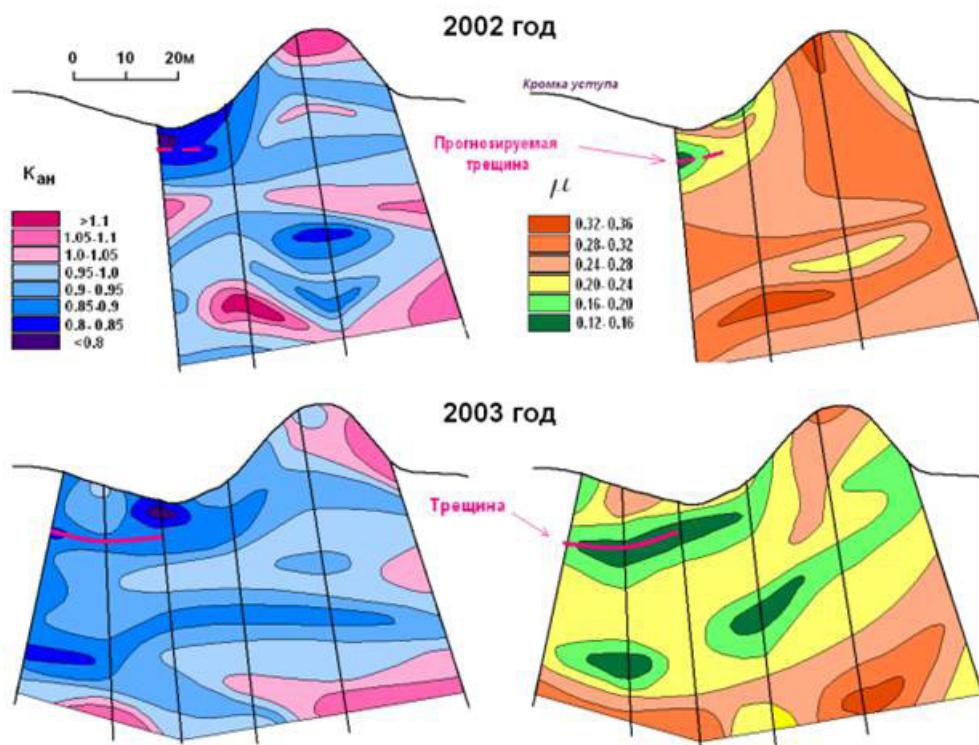


Рис. 7. Распределение значений коэффициента анизотропии продольных волн ( $K_{an}$ ) и коэффициента Пуассона ( $\mu$ ) грунтового массива в морском береговом уступе (Геокриологический стационар Болванский, Ненецкий автономный округ, устье р. Печора), по [Скворцов и др., 2006]

мониторинг профилированием правобережного примыкания плотины геофизическими методами под контролем температурных измерений на скважинном полигоне.

Результат мониторинга правобережного примыкания плотины методом электротомографии (ЭТ) при его контроле геотермическими мониторингом показан на рис. 6. Слева видна «геоэлектрическая» деградация высокоомной (мерзлой) приповерхностной линзы (красное) в районе скв. ГФС-1 и аналогично видно развитие низкоомной линзы (русло обходной фильтрации подземных вод) в районе скв. 78.

Температурный разрез скв. 78 (рис. 6, справа) показывает развитие талика с 2010 по 2015 г. в диапазоне глубины 230–250 м. Как видно на рис. 6, мощность талика и низкоомной линзы совпадает, т. е. данные геоэлектрического мониторинга подтверждают результатами температурных наблюдений.

**Мониторинг склоновых процессов.** На рис. 7 приведен пример использования геофизических методов для мониторинга склоновых процессов на морском берегу в устье р. Печора на геокриологическом стационаре Болванский. Здесь кровля ММП залегает на глубине 1–1,5 м.

По характеру распределения значений коэффициента анизотропии продольных волн и коэффициента Пуассона в 2002 г. установлено пространственное положение ослабленной зоны, характеризующейся аномально низкими значениями этих характеристик, и выполнен прогноз области возможного нарушения сплошности грунтового массива в

5–7 м от кромки берегового уступа. В 2003 г. на этом месте образовалась крупная трещина отседания. Анализ распределения сейсмических характеристик по площади, полученных в 2003 г., показал, что в течение года на исследуемой площадке произошло изменение напряженно-деформированного состояния. Сформировалась новая ослабленная зона на удалении 20–30 м от кромки берегового уступа. Появление трещин в этой зоне было зарегистрировано два года спустя.

**Заключение.** Мониторинг состояния вечной мерзлоты важен не только для естественных природных условий (фоновый мониторинг), но и для обеспечения устойчивости жилых и промышленных зданий и инженерных сооружений, в том числе инфраструктуры нефтегазовых промыслов в криолитозоне, в составе геотехнического мониторинга (ГТС). При организации государственной системы мониторинга вечной мерзлоты необходимо, кроме термометрии и других исследований, использовать комплекс геофизических методов, способных оценить состояние и свойства горных пород за границами информативности термометрических скважин.

Приведенные примеры мониторинговых геофизических исследований в различных условиях криолитозоны показывают, что геофизическими методами можно успешно решать задачи мониторинга криолитозоны, в том числе на территориях, подвергающихся антропогенному воздействию. В частности, методы сейсморазведки эффективны для контроля положения кровли многолетнемерзлых

пород, оценки изменения их физико-механических свойств при повышении температуры, особенно в засоленных породах, а также в присутствии металлических конструкций, когда возможности электроразведки ограничены. На существенном различии УЭС талых и мерзлых горных пород основан электрометрический мониторинг состояния грунтов. В крупнодисперсных и незасоленных породах для определения границ и свойств разреза до глубины 10–15 м, в том числе мониторинга положения кровли мерзлоты, влажности СТС, мощности растительного и снежного покрова, рекомендуется применять георадиолокацию.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Владов М.Л., Судакова М.С.** Георадиолокация: от физических основ до перспективных направлений. М.: ГЕОС, 2017. 240 с.
- Воронков О.К., Фролов А.Д.** Физические свойства пород при отрицательных температурах // Петрофизика. Т. 3. М.: Недра, 1992. С. 43–65.
- Геофизика. Учеб. пособие, электронное издание сотового распространения / Под ред. В.К. Хмелевского. М.: КДУ, Добросвет, 2018.
- Джурик В.И.** Прогноз изменения упругих параметров песков при переходе из мерзлого состояния в талое // Геология и геофизика. 1982. № 7. С. 87–95.
- Ельцов И.Н., Оленченко В.В., Фаге А.Н.** Электротомография в Российской Арктике по данным полевых исследований и трехмерного численного моделирования // Neftegaz.RU. 2017. № 2. С. 54–64.
- Ермаков А.П., Старовойтова А.В.** Применение метода георадиолокации при инженерно-геологических исследованиях для оценки геокриологической обстановки // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 6. С. 91–97.
- Еришов Э.Д.** Общая геокриология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 682 с.
- Зыков Ю.Д.** Геофизические методы исследования криолитозоны. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007.
- Кошуников А.В.** Основы комплексного геокриологического анализа для исследования многолетнемерзлых пород и газогидратов на Арктическом шельфе России // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 3. С. 116–125.
- Крылов С.С., Бобров Н.Ю.** Применение электромагнитных зондирований для исследования частотной дисперсии электрических свойств мерзлых пород // Криосфера Земли. 2002. Т. 6, № 3. С. 59–68.
- Мельников В.П., Осипов В.И., Брушков и др.** Адаптация инфраструктуры Арктики и Субарктики к изменениям температуры мерзлых грунтов // Криосфера Земли. 2021. Т. 25, № 6. С. 3–15. DOI 10.15372/KZ20210601.
- Мельников В.П., Скворцов А.Г., Малкова Г.В.** и др. Результаты изучения геокриологических условий арктических территорий с помощью геофизических методов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 1. 169–177.
- Огильви А.А.** Основы инженерной геофизики. М.: Недра, 1990. 501 с.
- Оленченко В.В., Кондратьев В.Г.** Геофизические исследования в пределах участка деформаций автодороги, построенной на мерзлом основании: Мат-лы XI Междунар. симпозиума по проблемам инженерного мерзлотоведения, Новосибирск, 2017. С. 282–283.
- Представленные результаты демонстрируют высокую эффективность геофизического мониторинга в криолитозоне. Очевидна необходимость принятия организационных решений для включения геофизических методов в систему геокриологического мониторинга. Особенно актуально использовать геофизический мониторинг на застроенных и нарушенных территориях, которые характеризуются контрастной пространственно-временной изменчивостью мерзлотных условий, достоверно оценить которую с помощью температурных наблюдений невозможно.
- Омельяненко А.В.** Научно-методические основы георадиолокации мерзлых горных пород: Автореф. докт. дисс. Якутск, 2001. 359 с.
- Садуртдинов М.Р., Малкова Г.В., Скворцов А.Г.** и др. Современное состояние островной мерзлоты в пойме реки Печора (Ненецкий автономный округ) по результатам комплексных геокриологических и геофизических исследований // Мат-лы Пятой конференции геокриологов России. МГУ имени М.В. Ломоносова, 14–17 июня 2016 г. Т. 1. Ч. 4. Геофизические исследования в криолитозоне при строительстве. М.: Университетская книга, 2016. С. 340–345.
- Селяев В.А., Буддо И.В., Мисюркеева Н.В.** и др. Особенности методики исследования многолетнемерзлых пород электромагнитными методами на полуострове Ямал // Мат-лы VIII Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна. М., 2021. С. 297–300.
- Скворцов А.Г.** Особенности структуры поля упругих колебаний в нелитифицированных многолетнемерзлых породах // Криосфера Земли. 1997. Т. 1, № 3. С. 66–72.
- Скворцов А.Г., Дроздов Д.С., Малкова Г.В.** и др. Мониторинг напряженно–деформированного состояния берегового склона на геокриологическом стационаре “Больванский” с помощью сейсморазведки // Криосфера Земли. 2006. Т. 10, № 2. С. 46–55.
- Скворцов А.Г., Садуртдинов М.Р., Царев А.М.** Сейсмические критерии идентификации мерзлого состояния горных пород // Криосфера Земли. 2014. Т. 18, № 2. С. 83–90.
- Скворцов А.Г., Царев А.М., Садуртдинов М.Р.** Методические особенности изучения сейсмогеокриологического разреза // Криосфера Земли. 2011. Т. 15, № 4. С. 110–113.
- Судакова М.С., Владов М.Л.** Результаты экспериментального исследования акустических свойств водонасыщенного песка в интервале температуры от –20 до +20 °C. Часть 2 // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 2. С. 89–98.
- Судакова М.С., Садуртдинов М.Р., Царев А.М.** и др. Возможности георадиолокации для исследования заболоченных торфяников в криолитозоне // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 7. С. 1004–1013.
- Фролов А.** Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов, Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 515с.
- Pavoni M., Sirch F., Boaga J.** Electrical and electromagnetic geophysical prospecting for the monitoring of rock glaciers in the Dolomites, Northeast Italy // Sensors. 2021. Vol. 21. № 1294. 17 p.

Sudakova M., Sadurtdinov M.; Skvortsov A.; Tsarev A.,  
Malkova G., Molokitina N., Romanovsky V. Using Ground Penetrating Radar for Permafrost Monitoring from 2015–2017 at CALM Sites in the Pechora River Delta // Remote Sens. 2021. 13. 3271. <https://doi.org/10.3390/rs13163271>

Topp G.C., Davis J.L. & Annan A.P. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines // Water Resource Research. 1980. Vol. 16. P. 574–582.

[https://www.mnr.gov.ru/press/news/sozdanie\\_sistemy\\_monitoringa\\_vezchnoy\\_merzloty\\_plany\\_nauchnykh\\_ekspeditsiy\\_ledostoykoy\\_platformy\\_itog/](https://www.mnr.gov.ru/press/news/sozdanie_sistemy_monitoringa_vezchnoy_merzloty_plany_nauchnykh_ekspeditsiy_ledostoykoy_platformy_itog/) (дата обращения: 16.08.2022)

<https://www.arcticdata.io/catalog/portals/CALM/About> (дата обращения: 16.08.2022)

Статья поступила в редакцию 06.06.2022,  
одобрена после рецензирования 08.06.2022,  
принята к публикации 26.01.2023

УДК 550.38435:551.71 (470.22)

## СОЗДАНИЕ УЧЕБНОГО ПОЛИГОНА ПО КОМПЛЕКСНОМУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА (МЫС ФИОЛЕНТ, ГЕРАКЛЕЙСКОЕ ПЛАТО)

Олег Владимирович Крылов<sup>1✉</sup>, Наталия Валерьевна Лубнина<sup>2</sup>,  
 Михаил Львович Владов<sup>3</sup>, Игорь Николаевич Модин<sup>4</sup>,  
 Галина Владимировна Брянцева<sup>5</sup>, Наталья Игоревна Косевич<sup>6</sup>,  
 Андрей Юрьевич Паленов<sup>7</sup>, Алексей Денисович Скобелев<sup>8</sup>,  
 Александр Иванович Гущин<sup>9</sup>, Валентин Олегович Осадчий<sup>10</sup>,  
 Владислав Павлович Евстигнеев<sup>11</sup>, Александр Александрович Фадеев<sup>12</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; o.crylov2010@yandex.ru<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; natalia.lubnina@gmail.com<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vladov\_ml@mail.ru<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; imodin@yandex.ru<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; bryan.bryan@yandex.ru<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nkosevich@googlemail.com<sup>7</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; palenov@mail.ru<sup>8</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; adskobelev@yandex.ru<sup>9</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alexmsu-824@mail.ru<sup>10</sup> Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия; 909404@gmail.com<sup>11</sup> НИЛ Региональные климатические системы, Севастополь, Россия; evstigneev@mail.com<sup>12</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; allexfadeev@mail.ru

**Аннотация.** Выполнен комплекс геолого-геофизических работ по изучению трещиноватости в юрско-неогеновых породах Гераклейского плато, включавший полевое изучение зоны Георгиевского разлома, структурно-геоморфологический анализ; геофизический комплекс объединял морские сейсмические и магнитометрические исследования в комплексе с наземными исследованиями методами электротомографии, гравиметрии и магнитометрии. Основной объект изучения — зона глубинного Георгиевского разлома и оперяющие тектонические нарушения.

В результате комплексных исследований установлены главные геолого-геофизические критерии выделения опасных участков трещиноватости: крайне неоднородное строение верхней части геоэлектрического разреза до глубины 30–40 м по данным электроразведки; сейсмические данные свидетельствуют о том, что в зонах повышенной трещиноватости миоценовые известняки имеют крайне низкие прочностные свойства; по электроразведочным данным обводненность (влажность) верхней части разреза резко меняется по горизонтали; на закарстованных территориях на определенной глубине наблюдается резкая изменчивость удельного сопротивления от максимально больших значений до минимальных. Особенно опасны трещины растяжения, которые возникают на участках положительного рельефа пород основания, по которым происходит скольжение оползневых тел, представленных известняками.

**Ключевые слова:** геодинамика, трещиноватость, мониторинг, Юго-Западный Крым, техногенные риски, комплексные геолого-геофизические исследования, электротомография, тектонофизика, структурные парагенезы, дистанционное зондирование, современная геодинамика, структурно-геоморфологический анализ

**Для цитирования:** Крылов О.В., Лубнина Н.В., Владов М.Л., Модин И.Н., Брянцева Г.В., Косевич Н.И., Паленов А.Ю., Скобелев А.Д., Гущин А.И., Осадчий В.О., Евстигнеев В.П., Фадеев А.А. Создание учебного полигона по комплексному геолого-геофизическому изучению трещиноватости в пределах Юго-Западного Крыма (мыс Фиолент, Гераклейское плато) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 152–166.

## CREATION OF A TRAINING SITE FOR THE COMPLEX GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL STUDY OF FRACTURING WITHIN THE SOUTH-WESTERN CRIMEA (CAPE FIOLENT, HERACLEA PLATEAU)

Oleg V. Krylov<sup>1</sup>, Nataliya V. Lubnina<sup>2</sup>, Michail L. Vladov<sup>3</sup>, Igor N. Modin<sup>4</sup>,  
 Galina V. Bryantseva<sup>5</sup>, Nataliia I. Kosevich<sup>6</sup>, Andrey Yu. Palenov<sup>7</sup>, Aleksey D. Skobelev<sup>8</sup>,  
 Aleksandr I. Gushchin<sup>9</sup>, Valentin O. Osadchiy<sup>10</sup>, Vladislav P. Evstigneev<sup>11</sup>,  
 Aleksandr A. Fadeev<sup>12</sup>

- <sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; o.crylov2010@yandex.ru  
<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; natalia.lubnina@gmail.com  
<sup>3</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vladov\_ml@mail.ru  
<sup>4</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; imodin@yandex.ru  
<sup>5</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; bryan.bryan@yandex.ru  
<sup>6</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nkosevich@googlemail.com  
<sup>7</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; palenov@mail.ru  
<sup>8</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; adskobelev@yandex.ru  
<sup>9</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alexmsu-824@mail.ru  
<sup>10</sup> Institute of Experimental Mineralogy of the Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russia; 909404@gmail.com  
<sup>11</sup> NSL Regional Climate Systems, SevSU, Sevastopol, Russia; evstigneev@mail.com  
<sup>12</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; allexfadeev@mail.ru

**Annotation.** A complex of geological and geophysical work was carried out to study fracturing in the Jurassic–Neogene rocks of the Heraclea Plateau, which included a field study of the Georgievsky fault zone, structural and geomorphological analysis; the geophysical complex combined marine seismic and magnetometric studies in combination with ground-based studies using electrotomography, gravimetry and magnetometry. The main object of study was the zone of the deep Georgievsky fault and the feathering tectonic disturbances.

As a result of complex studies, the main geological and geophysical criteria for the identification of dangerous fracturing sites have been established: the extremely heterogeneous structure of the upper part of the geoelectric section to depths of 30–40 m according to electrical survey data; seismic data indicate that Miocene limestones have extremely low strength properties in areas of increased fracturing; according to electrical survey data, the water content (humidity) of the upper part of the section changes sharply horizontally; in the karst areas at certain depths, there is a sharp variability in resistivity from the maximum values to the minimum; fracturing develops quite actively under the influence of landslide processes. Especially dangerous are the stretching cracks that occur in areas of positive relief of the base rocks, along which landslide bodies represented by limestones slide.

**Key words:** geodynamics, fracturing, monitoring, south-western Crimea, technogenic risks, complex geological and geophysical studies, electrotomography, tectonophysics, structural parageneses, remote sensing, modern geodynamics, structural and geomorphological analysis

**For citation:** Krylov O.V., Lubnina N.V., Vladov M.L., Modin I.N., Bryantseva G.V., Kosevich N.I., Palenov A. Yu., Skobelev A.D., Gushchin A.I., Osadchiy V.O., Evstigneev V.P., Fadeev A.A. Creation of a training ground for the complex geological and geophysical study of fracturing within the south-western Crimea (Cape Fiolent, Heraclea Plateau). *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 152–166. (In Russ.).

**Введение.** Успешность геодинамических и инженерно-геологических изысканий во многом зависит от правильного понимания строения и истории развития исследуемого региона. Использование одного-двух методов часто дает однобокую картину и не позволяет корректно интерпретировать результаты исследований.

Для того чтобы показать возможности и ограничения различных геолого-геофизических методов на хорошо изученном и хорошо обнаженном объекте — Гераклейском плато — были проведены геолого-геофизические и дистанционные исследования, включавшие структурно-геоморфологический, морфометрический и гидрологический анализ, а также морские сейсмические и магнитометрические исследования в комплексе с наземными методами электротомографии, гравиметрии и магнитометрии.

При выборе детальных участков и интерпретации результатов мы опирались как на глобальные реконструкции [Nikishin et al., 2015 a,b; Юдин, 2011; Yegorova et al., 2022] и ссылки в этих работах, так и на результаты детальных тектонофизических [Мурровская, Шеремет, 2011] и петрологических [Шнюков и др., 2019; Промыслова и др., 2019] исследований.

В тектоническом отношении Гераклейское плато представляет собой обособленный вулканотектонический блок в шовной зоне сочленения Скифской плиты и Горного Крыма. С юго-востока он ограничен

Георгиевской зоной разломов (эшелонированных тектонических нарушений), активной в позднеальпийский этап, а с северо-востока — раннекиммерийской Чернореченской зоной разломов глубинного заложения. В его строении представлены верхний и нижний структурные этажи, слагающие Горно-Крымское сооружение.

Несмотря на хорошую обнаженность горных пород в береговых обрывах и в развитых по ослабленной зоне эрозионных оврагах Гераклейского плато, не существует единого мнения относительно времени и кинематики смещения отдельных блоков в зоне Георгиевского разлома.

**Геологический разрез мыса Фиолент.** Мыс Фиолент расположен на южной оконечности Гераклейского п-ова. Здесь в клифе обнажаются магматические породы среднеюрского (байосского) магматического комплекса, перекрытые с угловым несогласием известняковой толщей миоценена.

Геодинамическую природу магматических образований мыса Фиолент большинство исследователей рассматривают как островодужную. Считается, что они принадлежат щитовому вулкану, цоколем которого служат породы таврической серии (верхний триас–нижняя юра), однако до сих пор в районе м. Фиолент породы таврической серии не обнаружены ни на суше, ни на морском дне [Шнюкова, 2005]. Скважины, пробуренные на севере от м. Фиолент на

Гераклейском плато, также не вскрыли породы таврической серии [Шнюков и др., 2019]. Вулканические образования перекрыты органогенно-детритовыми и глинистыми известняками сарматского яруса неогена, залегающими практически горизонтально. Плагиориолиты и их брекции, составляющие около 10% от общего количества магматических пород Гераклейского плато, развиты преимущественно на востоке от м. Фиолент, где они частично слагают скальные уступы Яшмовой бухты, экструзивные купола скал Монах, Георгиевская, а также Монастырский шток. Плагиориолитами сложены также скалы Ифигения, Орест и Пилат [Промыслова и др., 2019].

В составе миоценовых отложений м. Фиолент выделяют три комплекса. На байосских базальтах залегают рыхлые светло-желтые мелкозернистые кварцевые песчаники мощностью до 3 м. Выше залегают карбонатные породы, представленные здесь неяснослоистыми глинистыми известняками и известняковыми конгломератами, которые слагают косые серии мощностью до 12 м. Характерная особенность этого интервала разреза заключается в выраженной асимметрии распределения пород по латерали: в северо-восточной части косые серии ориентированы на юг и представлены известковыми конгломератами, а в юго-восточной части косые серии направлены на север и сложены глинисто-карбонатными породами с неравномерной карбонатизацией. Возраст косослоистых серий определен как раннечокракский [Рубцова, 2009]. Мощность этого комплекса составляет 18 м.

Верхний комплекс миоценовых отложений сложен известняками-ракушечниками параллельно- и косослоистыми, кавернозными. Мощность верхнего комплекса 3–5 м.

**Материалы и методы исследований.** Цифровая модель рельефа (ЦМР) построена по данным ALOS World 3D [ALOS..., 2019] с использованием глобального набора данных цифровой модели поверхности с горизонтальным разрешением около 30 м ( $1 \times 1''$ ) и точностью по высоте около 5 м. В дальнейшем ЦМР использована при проведении структурно-геоморфологического анализа по методу Н.П. Костенко [Костенко, 1999], а также морфометрического и структурно-геоморфологического ГИС-анализов ЦМР.

Результаты структурно-геоморфологического и морфометрического анализов рельефа того или иного региона позволяют в рамках предполевых камеральных работ выявить устойчивые связи геологического строения и рисунка современной поверхности рельефа. В результате структурно-геоморфологического и морфометрического анализа рельефа выделяют структуры двух рангов: структу-

ры, сформированные новейшими тектоническими движениями, вулканическими и псевдовулканическими процессами, и структуры, которые возникли в результате процессов денудации и эрозии первично тектонических структур. Таким образом, по картам структурно-геоморфологического дешифрирования, картам морфометрических комплексов рельефа, картам базисных поверхностей и картам разностей базисных поверхностей можно четко наметить участки для детального геолого-геоморфологического картирования и профилирования с использованием высокоточных геофизических исследований. Подчеркнем, что методы геоморфологического картографирования в первую очередь позволяют выявить определенные особенности в строении структур до уровня базиса эрозии, который для каждого региона и даже участка исследования будет свой.

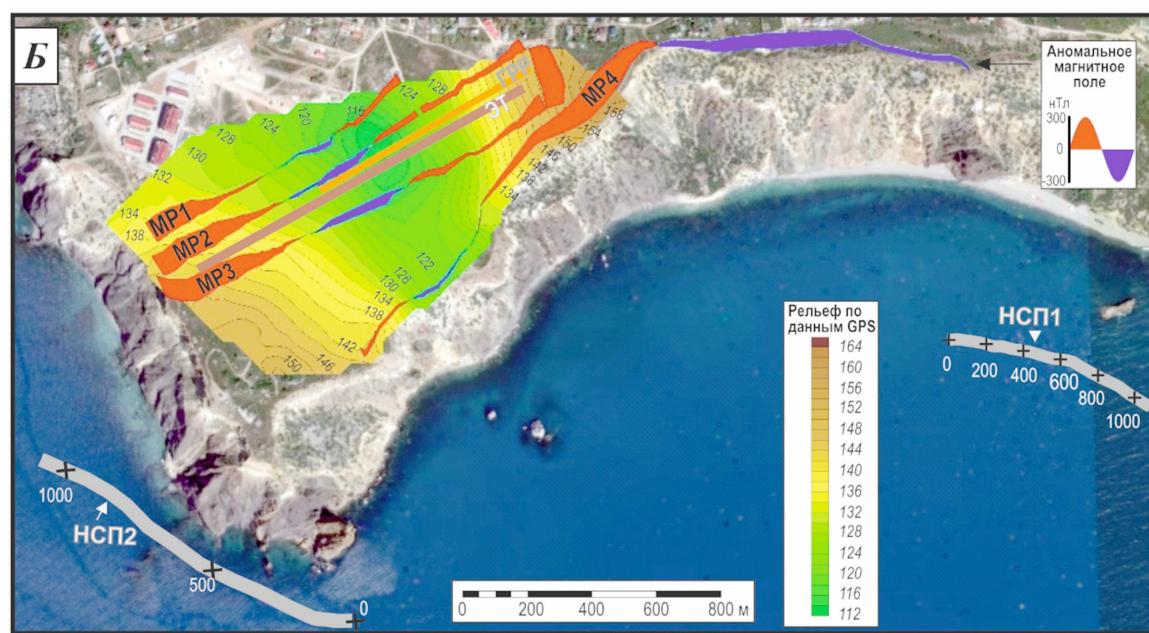
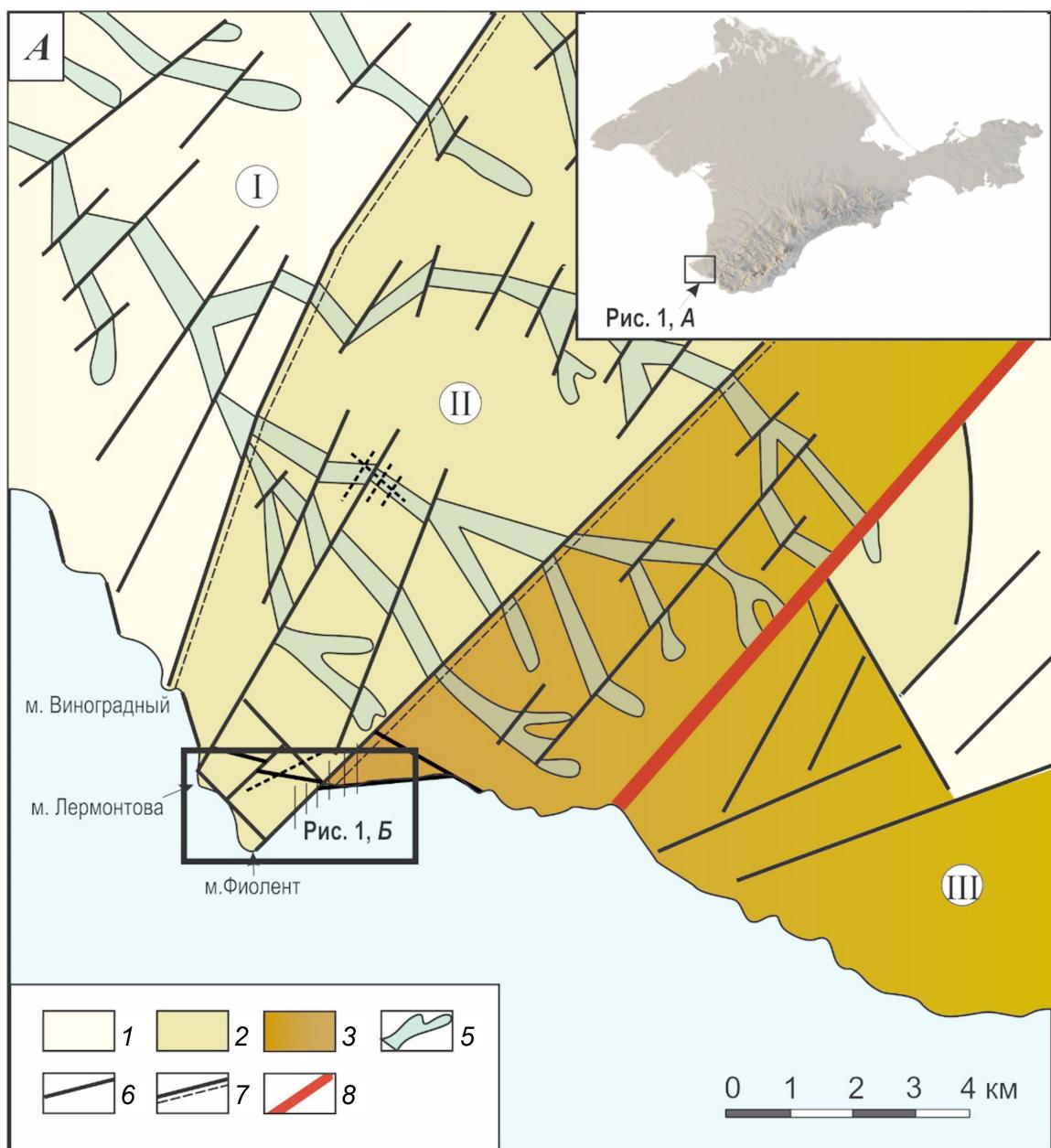
В ходе *структурно-геоморфологического анализа* по рисунку зон трещиноватости в плане и контрольной сетке согласных и секущих профилей выделены основные системы хребтов-поднятий и долин-впадин. Суммарное конэрозионное поднятие определяли по средним значениям высотного положения региональной денудационной поверхности для каждого выделенного блока.

При *геоморфологическом анализе* горизонтального расчленения были отдешифрированы разрывы или зоны повышенной трещиноватости и дробления пород. Конэрозионное развитие структурной формы может вызвать деформацию зоны плоскостной денудации — ее наклон и разрыв, развивающиеся в результате морфологического становления структурных форм — блоков и складок. Поэтому исследование особенностей вертикального расчленения проводили по данным геоморфологических параметров: наклонов зоны водораздельной денудации, особенностей строения цикловых долин и цикловых ступеней, что позволило выделить новейшие сводовые и блоковые структурные формы, развивающиеся в рельефе. Сопоставление геоморфологических и геологических профилей в едином горизонтальном масштабе позволило уточнить выделенные структурные формы (рис. 1, А).

*Структурный анализ карт 3D-рельефа* выполнен на базе морфометрического и гидрологического ГИС-анализов и цифровой модели рельефа, построенной по данным ALOS World 3D [ALOS..., 2019].

В основе *морфометрического метода* лежит предположение о том, что большинство новейших тектонических движений носит унаследованный характер, т. е. положительные структуры в современном рельефе связаны с тектоническими поднятиями, а от-

Рис. 1. Структурно-геоморфологическая карта м. Фиолент и прилегающих территорий (А), суммарные конэрозионные поднятия, в м: 1 — <100, 2 — 100–200, 3 — >200 м; 4 — овражно-балочная сеть; 5 — разрывы и зоны трещиноватости; 6 — границы структур 1-го порядка; 7 — зона Георгиевского разлома. Цифры на схеме: I — Западный сегмент, II — Центральный сегмент, III — Юго-Восточный сегмент; на врезке — схема расположения района исследований; Б — расположение геофизических разрезов: ЭТ — геоэлектрический, полученный методом электротомографии; МР1–4 — магнитометрические; ГГР — гравиметрические; НСП-1,2 — сейсмические разрезы по профилям НСП-1 и НСП-2



рицательные — с опусканиями, т. е. движения земной коры отражены в современном рельефе и характере речной сети. При проведении морфометрического анализа рельеф изучают для уровней, которые связаны с разными этапами развития региона. Выявленные структуры разделяют по времени образования, а также проводят количественные оценки амплитуды вертикальных движений и объема эрозии [Нугманов и др., 2016]. Алгоритм метода заключается в построении и интерпретации серии морфометрических карт по цифровой модели рельефа. Морфометрические карты отражают следующие морфометрические показатели: гипсометрический уровень, угол наклона, глубина расчленения рельефа и густота его расчленения. Общий анализ построенных карт позволяет выявить определенные комплексы рельефа, формирование которых может быть предсказано неотектонической деятельностью в пределах региона исследования [Нугманов и др., 2016].

*Карта морфометрических комплексов* — результирующая карта для морфометрического ГИС-анализа региона исследования, в результате которого построены карты основных морфометрических показателей: гипсометрических уровней, углов наклона поверхности, глубины и густоты расчленения рельефа и т. п. Полученные в ходе анализа всех этих карт морфометрические показатели легли в основу создания карты морфометрических комплексов региона исследования.

**Гидрологический анализ.** В многочисленных публикациях обсуждается тесная связь между морфологией речных долин, генетическим типом горных пород и эпигенетическими движениями. В соответствии с тем, что глубинные процессы влияют на формирование рельефа сильнее, чем эрозия, можно выявлять морфоструктуры и морфоскульптуры на разных этапах стабилизации базиса эрозии, что позволяет рассмотреть историю неотектонических движений региона исследования и ее взаимосвязь с современным рельефом. Для проведения гидрологического анализа была построена серия гидрологических карт, включающая карту направления стока, карту суммарного водотока, карту порядков водотоков, карты базисных поверхностей и карты разницы базисных поверхностей.

При построении карты порядков водотоков использовался метод, предложенный Р. Хортоном [1948], а затем уточненный В.П. Философовым [Философов, 1975]. Долиной 1-го порядка считалась долина, которая не принимает ни одного притока, не разветвляется. Долина 2-го порядка образуется в результате слияния двух долин 1-го порядка. Долина 3-го порядка включает в себя две долины 2-го порядка и т. д. Карты базисных поверхностей строились по рекам (водотокам) N-го порядка путем соединения точек пересечения тальвегов определенного порядка с горизонталиями рельефа. Базисная поверхность 1-го порядка включала в себя местные базисы эрозии долин всех порядков, базисная поверхность 2-го

порядка объединяла местные базисы эрозии долин 2-го, 3-го и всех более высоких порядков, базисная поверхность 3-го порядка объединяла местные базисы эрозии долин 3-го и всех более высоких порядков и т. д. [Философов, 1975; Нугманов и др., 2016].

Морфологические характеристики структур, формирующихся на разных этапах развития, определяли по рисунку изобазит. Сравнение карт базисных поверхностей позволило выявить относительный возраст локальных структурно-тектонических элементов. Количественная оценка амплитуды вертикальных движений за определенный интервал времени восстановлена и оценена по картам разностей базисных поверхностей смежных порядков. Это в итоге дало возможность определить результирующие смещения по вертикали (как положительные, так и отрицательные), а также локальные активные структуры. Таким образом, рассматривая последовательно базисные поверхности разных порядков, возможно восстановить картину изменения уровня базиса эрозии, а следовательно, картину развития рельефа исследуемой территории. Карты разностей базисных поверхностей, построенные для региона исследования, отражают геодинамические особенности развития территории. Их анализ позволяет охарактеризовать развитие рельефа и связать его с тектоническими структурами.

**Геофизические работы.** Целью наземных геофизических работ было исследование выраженности в геофизических полях разломных нарушений на м. Фиолент. Комплексные геофизические исследования включали в себя наземные гравиметрические, магнитометрические, электротомографические, петромагнитные и морские сейсмические исследования.

Исследования на м. Фиолент методом электротомографии выполнены по одному профилю длинной 715 м (профиль ЭТ на рис. 1, Б). Шаг между электродами составлял 5 м. Так как дороги и условия плотной застройки на м. Фиолент не позволяли использовать бесконечность, были использованы только дипольная осевая установка и инверсная четырехэлектродная установка Шлюмберже (mABn), для которой применяется принцип взаимности, позволяющий выполнять многоканальные измерения для четырехэлектродной установки. Установка Шлюмберже — классическая установка для любых электрических зондирований. Она обладает усредненными параметрами разрешения и глубинности. В нашем случае ее использование оправдано повышением устойчивости процедуры инверсии.

Максимальный разнос АО составил 87,5 м, что обеспечило глубинность исследования около 40 м. Использовался аппаратурный комплекс Омега-48 производства ООО «Логис». Длина одной раскладки кос составляла 235 м, а соседние по профилю раскладки осуществлялись с перекрытием 50%, что позволяет получить непрерывный профиль с заданной глубинностью и оценить точность измерений на перекрытиях разных расстановок. Таким образом,

выполнено 5 раскладок, которые соответствуют пяти положениям станции на профиле наблюдения. Общее число измерений на профиле 3135. Для инверсии значений поля в геоэлектрический разрез использовали программу X2IPI. На следующем этапе с помощью программного обеспечения RES2DINV была проведена двумерная инверсия данных и сделан подбор оптимальных параметров инверсии, перед началом инверсии все измеренные данные собираются в один массив, а потом — независимо от того с какой установкой они получены — программа инверсии подбирает один геоэлектрический разрез, который соответствует минимуму функционала невязки между полевыми и теоретическим значениями кажущегося сопротивления. В нашем случае точность подбора невязки составила 4,2%, это удовлетворительный результат. По данным электротомографических исследований построен геоэлектрический разрез.

**Гравиметрические исследования** проводили с использованием высокоточного гравиметра CG-5 компании Scintrex. Тип датчика — плавленый кварц с электростатической компенсацией; автоматическая коррекция — прилив, наклон прибора, температура, шумоподавление, сейсмический фильтр. Точность гравиметрической съемки составила 3 мкГал. Эти работы сопровождались плановой и высотной привязкой пунктов наблюдения, осуществляющейся при помощи тахеометра компании Sokkia. Точность определения высоты на пунктах гравиметрической сети составила 1 см, плановых координат — 5 см.

Длина гравиметрического профиля составила 400 м, шаг по профилю 10 м (профиль ГГР на рис. 1, Б). В качестве опорного пункта был выбран рядовой пикет с номером 97. Относительно этого пункта проводили измерения приращения силы тяжести на профиле. Для оценки точности гравиметрической съемки выполнены контрольные наблюдения (20% от общего числа рядовых пунктов). Обработка гравиметрических наблюдений заключалась в вводе поправок за сползание нуль-пункта гравиметра, учете лунно-солнечных вариаций гравитационного поля Земли, нормального значения силы тяжести по формуле Г. Гельмерта, поправки за свободный воздух и притяжения промежуточного слоя. В результате обработки получен каталог значений силы тяжести на пунктах рядовой сети и рассчитана аномалия силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,3 г/см<sup>3</sup>.

**Магнитометрические исследования** на м. Фиолент проводили с помощью квантового магнитометра Geometrics G-858. Вариации геомагнитного поля регистрировались на полевой магнитовариационной станции (МВС), расположенной непосредственно на участке работ. В качестве МВС использован протонный магнитометр ММПОС-1 с периодом регистрации 6 с.

Магнитометрические наблюдения выполнены на четырех профилях с азимутом 58° северо-восток (профиль МР1–4 на рис. 1, Б). Второй профиль совпадал с профилем электротомографических

и гравиметрических работ (рис. 1, Б), расстояние между профилями составляло 50–60 м и определялось возможностями перемещения на местности. Длина профилей по 600–800 м. Привязку точек наблюдений осуществляли с помощью спутникового приемника-навигатора GPS. По данным измерения высоты GPS при всех перемещениях в ходе работ построена карта рельефа. Измерения магнитного поля по профилям проводили через 15–20 см, что позволило отбраковывать аномалии, связанные с техногенным железным мусором и строениями. Для вычисления аномального магнитного поля вводили поправки за вариации и вычитали значение нормального магнитного поля. Поправки за вариации геомагнитного поля вводили по данным полевых магнитовариационных станций, расположенных непосредственно вблизи участка работ.

Нормальное магнитное поле вычисляли по модели IGRF на дату проведения работ как константу для всех точек (из-за незначительных размеров участка исследований). Поскольку все измерения магнитного поля имели существенно профильный характер, карты аномального магнитного поля не строили, а данные анализировали в виде карт графиков и карт классифицированных точек.

Результаты наземных магнитометрических исследований сопоставлены с гидромагнитными исследованиями, выполненными в 2016 г. на м. Фиолент А.В. Кошурниковым [Береговые..., 2018].

Важной частью проведенных магнитометрических исследований стало детальное **петромагнитное изучение** основных минералов-носителей намагниченности основных петрологических разностей магматических комплексов Юго-Западного Крыма. Тип и структуру минералов-носителей намагниченности пород определяли с использованием методов петромагнетизма, включавших термомагнитный анализ (термокаппаметрия), анализ параметров магнитного гистерезиса и FORC-диаграмм.

Проявившиеся аномалии магнитного поля по результатам наземных и морских работ коррелировали со структурно-геоморфологической и тектонической картами.

Исследования **методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП)** проводились у м. Фиолент с борта судна. Для этого использовали источник упругих волн, который представлял собой генератор электрических импульсов, состоящий из двух блоков: 1) управления и заряда емкостей по импульсной схеме и 2) емкостей с тиристорным разрядником. Энергия источника  $W=500$  Дж, напряжение  $U=5$  кВ, частота взрывов  $F=1$  Гц.

Приемная аппаратура (буксируемое приемное устройство типа коса) включала: 1) аппаратурный комплекс по сбору данных, состоящий из усилителя с динамическим диапазоном 120 дБ и шумами, приведенными к входу 2–3 мкВ и 2) аналого-цифровой преобразователь (E-440, компания L-Card), имеющий разрядность в 14 бит под управлением

программы сбора и в дальнейшем записи данных в формате .sgy. на ноутбук.

С кормы судна были опущены два магистральных кабеля — один для буксировки и передачи данных с приемного устройства типа кося, второй — для работы и буксировки одноэлектродного электроискрового излучателя. Конструкция кося — полипропиленовый шланг диаметром 25 мм, длиной 3 м, заполненный жидкостью для разжигания костров на парафиновой основе, с шестью пьезоприемниками, соединенными параллельно. Пьезоприемники внутри шланга были распределены на базе 1 м. Параметры заполняющей шланг жидкости выбраны из расчета нейтральной плавучести кося этой конструкции. Для выпрямления кося во время буксировки к ее концу был привязан фал длиной 3 м. Для заглубления забортной аппаратуры на магистральных кабелях рядом с местами крепления излучателя и кося к кабелям были прикреплены на кладные грузы общей массой 5 кг на каждый кабель.

Расстояние от конца излучателя и расстояние от середины шланга кося до крепления кабелей к борту судна составляло 32 м. Крепление кабелей к борту судна было на высоте 1,5 м от уровня воды. Для вывода кося из кильватерной струи с целью уменьшения ее шумов кабель кося был специальным выносом отодвинут от борта судна на 1,5 м.

Расстояние между источником и приемником за бортом судна составляло около 5–6 м. Глубину погружения источника и приемника выбирали из расчета 1/4 длины волны основной частоты излучения упругих колебаний для выбранной величины энергии источника. При проведении съемки использовали 2 разных излучателя: одноэлектродный низкочастотный и 20-электродный высокочастотный электроискровые источники.

**Результаты исследований и их обсуждение.** В результате *структурно-геоморфологического анализа* на карте густоты расчленения рельефа в первую очередь хорошо выделяется эрозионная сеть постоянных и временных водотоков (рис. 1, А). В их простирации выделяются 2 основных направления — северо-западное и северо-восточное. Это может быть связано с наблюдаемой здесь сетью разрывных нарушений. В юго-восточной части карты сеть приобретает радиальный характер, что связано с особенностями рельефа.

Разрывы, выделенные в результате структурно-геоморфологического анализа, практически полностью совпадают с сильно расчлененными по горизонтали участками, которые в свою очередь представляют собой участки современной овражно-балочной сети. По мнению многих исследователей, современная овражно-балочная сеть закладывается по зоне трещиноватости древнего структурного плана, а разрывы, выделенные на структурно-геоморфологической карте (СГК), — молодые разрывы [Иванов и др., 2009; Муровская, Щербаков, 2011].

Расположение разрывов, выделенных по СГК, довольно четко коррелирует с выделенными углами наклона поверхности. Поверхности со значениями крутизны выше 10–15° обособляют в пределах плато обрывистые склоны у подножия Горного Крыма, которые расположены в зоне Георгиевского разлома. Борта эстуария р. Черная также довольно четко выражены в северо-восточной части в виде крутых склонов. Обрывистые участки юго-западного побережья Гераклейского п-ова также оконтурены крутыми поверхностями и хорошо коррелируют с разрывами СГК.

Крутые участки поверхности дна Черного моря оконтуривают Гераклейский п-ов, эти участки подчеркивают ступень на шельфе. В районе м. Фиолент зональные и региональные разломы прослеживаются в рисунке углов наклона.

Полученные в ходе ГИС-анализа всех этих карт морфометрические показатели легли в основу создания карты морфометрических комплексов региона исследования (рис. 2, А). Совокупный комплексный пространственно-тематический анализ полученных данных с данными по геологии и тектонике рассматриваемого региона позволил выявить несколько крупных областей:

Западная область включает в себя прибрежные равнины Западного берега Крыма и северо-западную оконечность Гераклейского п-ова, а также зону Николаевского поднятия. В переделах этой области отмечены участки с рельефом, мелко и очень мелко расчлененным по вертикали, со слабым и умеренным расчленением по горизонтали и полого-покатыми склонами делювиального и массового смещения материала;

Центральная область включает в себя участки низменных возвышенностей, рельеф которых расчленен средне по вертикали, умеренно и средне по горизонтали и полого-покатыми склонами делювиального и массового смещения материала;

Юго-Восточная область включает в себя участки локальных поднятий и понижений, в строении которых преобладают средне- и глубокорасчлененные по вертикали, средне- и сильнорасчлененные по горизонтали со склонами среднекрутymi, крутыми и очень крутыми, с равным соотношением выветривания и денудации, а также блокового смещения материала.

В результате *гидрологического анализа* построены карты базисных поверхностей разного порядка (рис. 3). На карте базисной поверхности 7-го порядка (рис. 3, А) наблюдается единое изометричное поднятие в юго-восточной части, где в настоящее время начинаются отроги гряд Горного Крыма. На следующем этапе (рис. 3, Б) наблюдается формирование двух поднятий в юго-западной и в северо-восточной частях региона исследования. Первое — изометричное, выражено не так сильно, как субмеридиональное северо-восточное. Форму поднятия нарушает четко выделяющееся понижение в рельефе, где в наши дни расположена долина р. Черная.

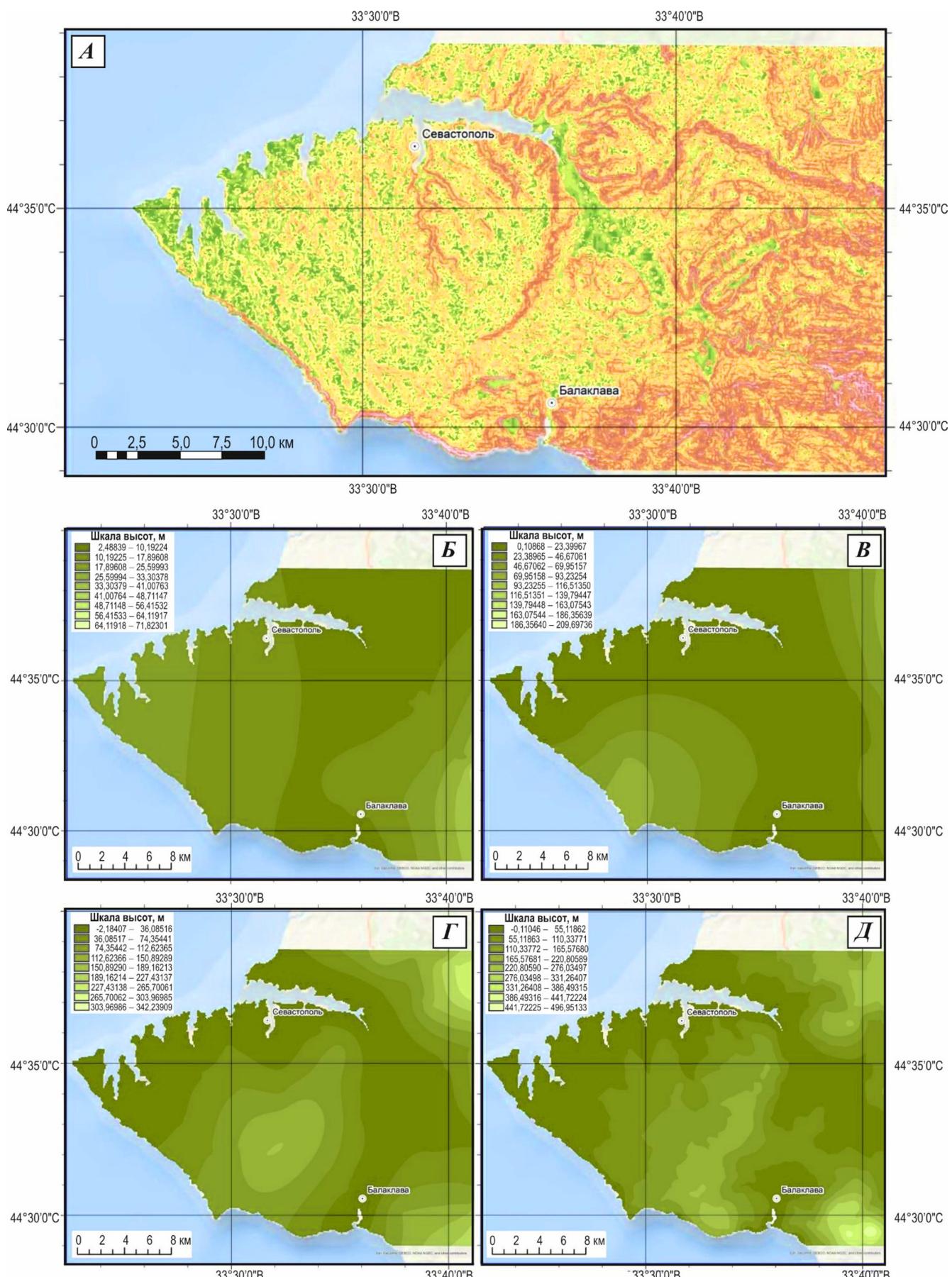


Рис. 2. Карта морфометрических комплексов рельефа Гераклейского полуострова (A) и карты базисных поверхностей:  
Б — 7-го порядка; В — 6-го порядка; Г — 5-го порядка; Д — 3-го порядка

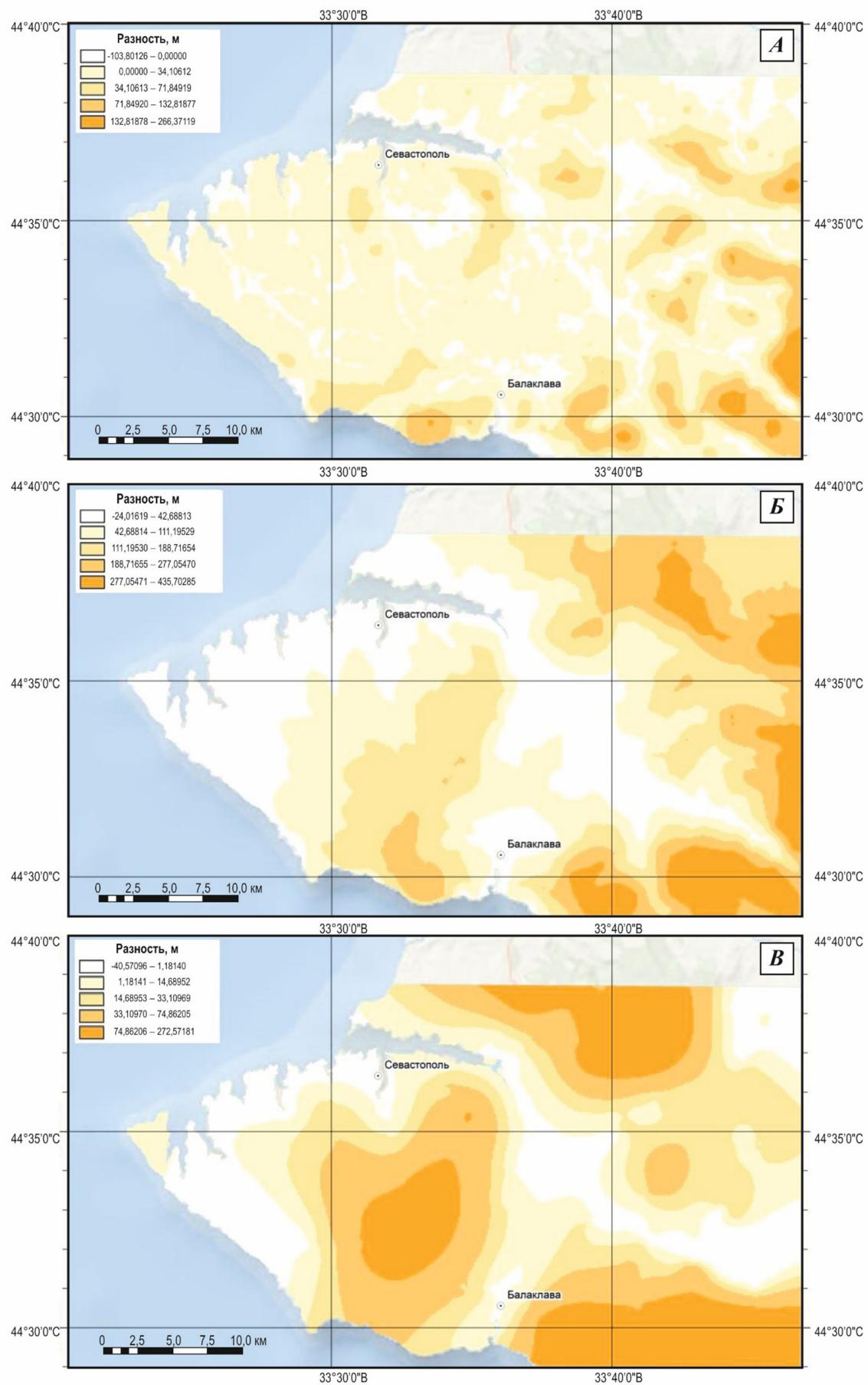


Рис. 3. Карты разностей между базисными поверхностями: А — 3-го и 4-го порядков; Б — 3-го и 7-го порядков; В — 5-го и 6-го порядков

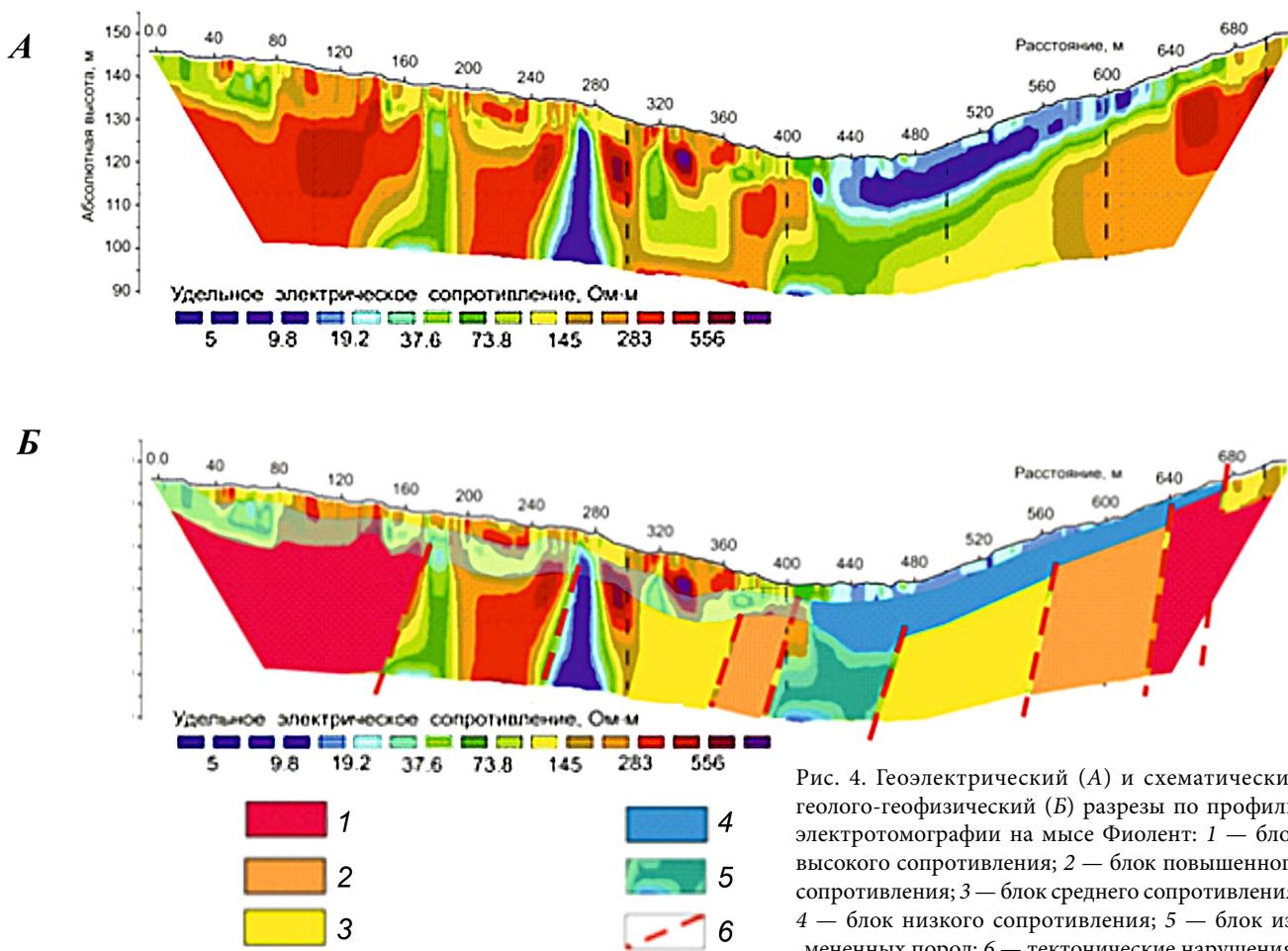


Рис. 4. Геоэлектрический (А) и схематический геолого-геофизический (Б) разрезы по профилю электротомографии на мысе Фиолент: 1 — блок высокого сопротивления; 2 — блок повышенного сопротивления; 3 — блок среднего сопротивления; 4 — блок низкого сопротивления; 5 — блок измененных пород; 6 — тектонические нарушения

На карте базисной поверхности 5-го порядка (рис. 3, В) видно увеличение числа локальных поднятий. Происходит развитие юго-западного поднятия в северо-восточном направлении, а также рост структур на юго-востоке. Отчетливо прослеживается граница между западными и восточными структурами, что свидетельствует об обособленности Гераклейского п-ова на данном этапе развития. Постепенно рисунок рельефа начинает напоминать современный. Территория Гераклейского п-ова на последующих этапах развития (рис. 3, Г) продолжает вздыматься; между западными и восточными поднятиями появляется связывающая их положительная структура, ясно прослеживается формирование долин современно-го положения речной сети, а положение некоторых локальных поднятий совпадает с современными положительными структурами.

**Результаты электротомографических исследований. Описание геоэлектрического разреза.** Профиль длиной 700 м приурочен к балке, поперечные размеры которой приблизительно соответствуют длине профиля (рис. 4, А). Северная и южная стороны балки гипсометрически разнесены приблизительно на 10 м. При этом абсолютные отметки поверхности земли в северной части составляют 156 м, а в юго-западной части — 146 м. Весь профиль исследования с точки зрения строения геоэлектри-

ческого разреза можно разделить на два участка. Юго-восточный участок до пикета 420 представлен высокоомными, сильно дифференцированными породами, сопротивление которых меняется от 10 до 1000 Ом·м. При этом чем южнее и мористее, тем выше сопротивление горных пород и тем более однороден геоэлектрический разрез (рис. 4). Северо-восточный участок от тальвега оврага и севернее имеет принципиально иное строение. Здесь мы наблюдаем четко выраженный трехслойный разрез, второй слой которого представлен мощной проводящей толщой, имеющей удельное сопротивление около 7–8 Ом·м (рис. 4, Б). Горизонтальные размеры обнаруженного проводника около 240 м. Мощность проводящей толщи постепенно нарастает в сторону тальвега оврага от 3 м в районе пикета 660 в верхней части склона оврага до 10 м в районе пикета 440. Проводимость проводника постепенно нарастает к центру балки от 0,15 См на северо-востоке в начале склона до 0,95 См в тальвеге (рис. 4, Б). Нижняя часть северного склона имеет особое строение. Здесь на расстоянии 300 м в южном направлении происходит ступенчатая смена пород с высоким сопротивлением на породы с низким сопротивлением. Непосредственно под тальвегом оврага в районе пикета 400 на глубине около 30 м в разрезе проявляется локальная неоднородность с низким сопротивлением, которая имеет ширину около 40 м. Продолжение этой аномальной

зоны отмечается в виде перемычки, которая соединяет нижний и верхний проводники в одну зону.

**Результаты наземных магнитометрических и гравиметрических исследований.** На карте графиков аномального магнитного поля выявлены две положительные зоны на самом западе мыса и в восточной части изучаемого участка (рис. 1, Б). Положительные зоны разделяются понижением магнитного поля, имеющим отчетливо выраженное северо-западное простиранье ( $320^{\circ}$  северо-запад). Несмотря на общую корреляцию аномального магнитного поля и рельефа дневной поверхности по данным GPS, можно заметить, что наибольшее понижение рельефа смещено относительно минимума магнитного поля (рис. 5, Б). Минимум магнитного поля смешен к югу относительно центра понижения в рельефе, что может свидетельствовать о преобладании намагниченности, индуцированной современным магнитным полем (коэффициент Кенигсбергера составляет  $<1$ ). Согласно данным *петромагнитного анализа* значительный вклад в намагниченность вносит парамагнитная фракция. Основные минералы-носители намагниченности представлены пиритом и пирротином, а также сфалеритом, халькопиритом, галенитом и высокомышьяковистым пиритом. Зона пониженных значений магнитной восприимчивости (рис. 5, Б) в этом случае пространственно коррелирует с переходом от более высокоменного нижнего слоя к более проводящему, выявленному по данным электротомографии, что можно объяснить разломной зоной с развитыми гидротермальными изменениями, немного смещенной на юго-запад относительно минимума рельефа.

Ситуация вблизи м. Фиолент достаточно сложная: выявленная на суше отрицательная аномалия трассируется в море с некоторым смещением на запад, что может свидетельствовать либо о небольшом сдвиге по основному разлому юго-восточного блока к юго-западу, либо о падении оперяющего разлома на юго-запад (поскольку гипсометрический уровень магнитной съемки на суше и на море отличается не менее чем на 120 м).

Сопоставляя результаты магниторазведки и электротомографии, можно отметить, что минимум магнитного поля приходится на сильнооднородную по сопротивлению зону, расположенную в центре профиля (рис. 5, Б).

Длина профиля по гравиразведочным работам составила 400 м, шаг по профилю 10 м. Точность гравиметрической съемки  $\pm 0,002$  мГал (рис. 5, Б). Точность определения высоты  $\pm 1$  см. Построен график гравитационного поля в редукции Буге (плотность промежуточного слоя  $2,3 \text{ г}/\text{см}^3$ ). По мере продвижения по профилю с юго-запада на северо-восток наблюдается понижение значений гравитационного поля. Центральная часть профиля характеризуется высоким градиентом —  $0,05$  мГал на 10 м. На краях профиля намечается смена величины и знака гради-

ента. В районе пикетов 400 и 700 можно выделить положительные локальные аномалии одинаковой амплитуды  $0,05$  мГал. По данным электротомографии в районе этих же пикетов можно выделить границы области с пониженным сопротивлением. Максимум гравитационной аномалии приходится точно на минимум в рельефе, из чего можно предположить развитие плотного интрузивного тела по ослабленной разломной зоне.

Геологические исследования свидетельствуют, что отрицательная геофизическая аномалия связана с зоной гидротермальной переработки (рис. 5, В–Д).

В обнажениях берега выделяются две зоны с интенсивно измененными породами, осветленными, залегающими практически вертикально (рис. 5, В–Д). Эти зоны содержат сульфидную минерализацию. Основные минералы: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит. В центральных частях массивные сульфиды сильно выветрены, эти зоны содержат много вторичных сульфатов. По ассоциации минералов это месторождение отвечает колчеданному типу. Такой тип месторождений типичен для контрастной базальт-риолитовой формации.

**Сейморазведочные исследования.** На рис. 1, Б приведена карта фактического материала. Профили НСП-1 и НСП-2 выполнены в 2016 г. методикой с высокочастотным (и, соответственно, высокоразрешающим) источником. Сейсмические разрезы для приведенных профилей показаны на рис. 6, А, Б. На рис. 6, А приведен разрез по НСП-1 (2016). Разрез представлен сверху вниз: четвертичными отложениями, миоценовыми известняками  $N_1$  и среднеюрскими магматическими комплексами  $J_2b$ . Рельеф морского дна (голубая линия) и кровля юрских вулканитов (зеленая линия) вынесены на соответствующие карты. Разрез по профилю НСП-2 не удалось интерпретировать так детально (рис. 6, Б), но все же на нем прослеживается кровля вулканогенных отложений ( $J_2b$ ), а в рельефе морского дна наблюдается выступ, отчетливо коррелирующий с сетью разрывных нарушений северо-восточного простираия около м. Фиолент, что можно видеть на рис. 1, А, Б.

Таким образом, по результатам электротомографических исследований удалось построить схематический геолого-геофизический разрез, представленный на рис. 4, Б. Общая глубина разреза составила 40–50 м. Нижние углы разреза обрезаны, так как достоверность данных в этих углах ниже, чем в центральной части. Весь разрез делится на три слоя. Верхний слой, вероятно, представлен дельвиально-коллювиальными отложениями мощностью около 5 м. Южная часть профиля характеризуется более высокой мощностью этого слоя, а северная — пониженной. Второе отличие верхнего слоя заключается в том, что на южном борту балки сопротивление выше и достигает  $300 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ . А северный борт имеет сопротивление около  $50 \text{ Ом}\cdot\text{м}$  и не повышается более  $100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ . Поэтому можно сделать однозначный вы-

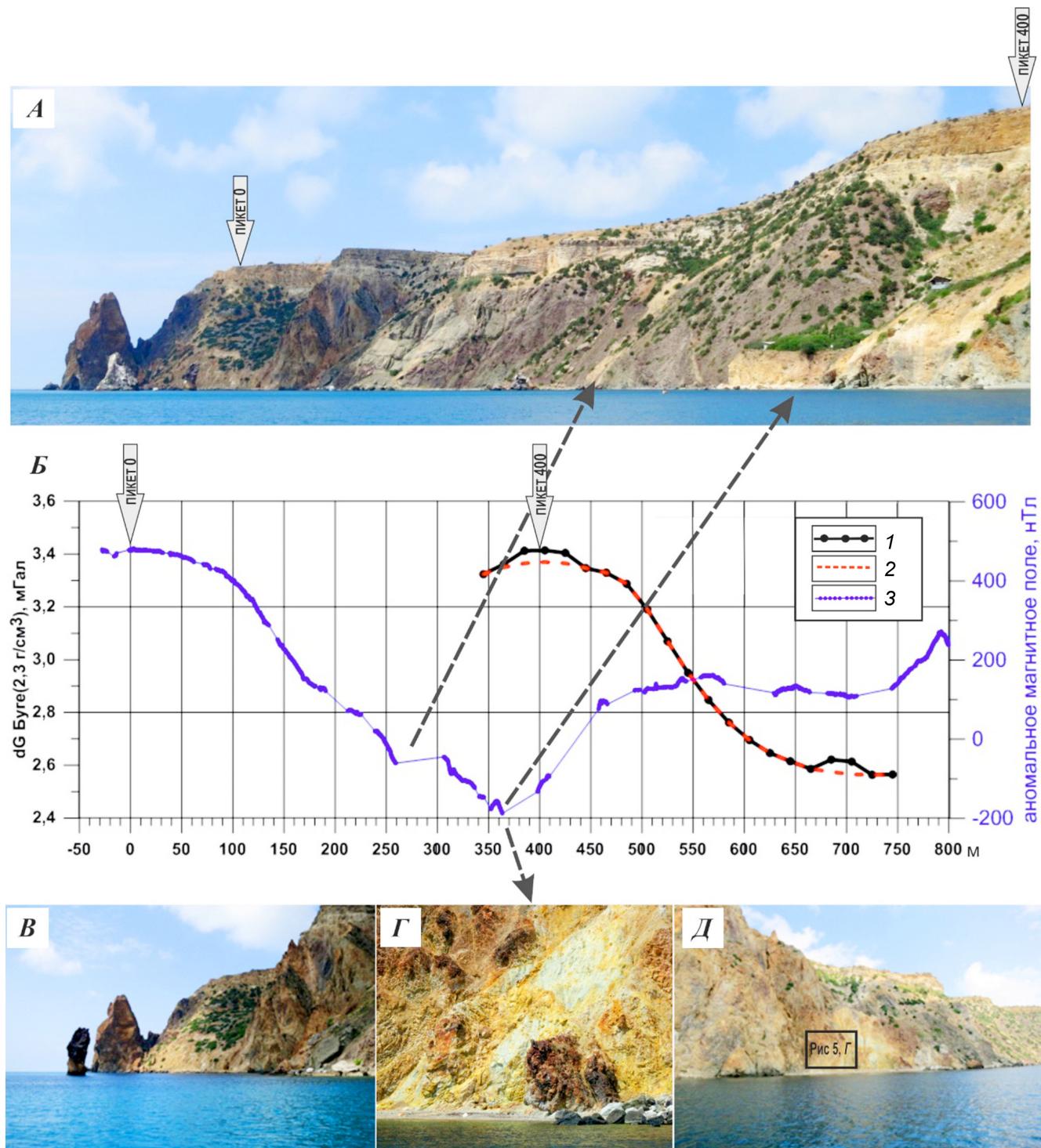


Рис. 5. Фото м. Фиолент с указанием положения электротомографических пикетов (А); результаты подбора гравитационного и магнитного поля вдоль интерпретационного профиля магнитной восприимчивости по магнитному полю и эффективной плотности по гравитационному полю (Б); В–Д — фото фрагментов обнажений, где выделены отрицательные аномалии магнитного поля

вод, что верхний слой на правом (северном борту) балки более глинистый.

Второй проводящий слой на южном борту также отмечается на разрезе. По результатам электротомографии его мощность составляет не более 5–6 м. А положение по высоте достаточно изменчиво. По сравнению со вторым слоем северного борта второй слой южного борта балки имеет невыдержаные свойства. Но в целом он параллелен поверхности земли. Его максимальная проводимость, составляю-

щая 0,125 См, отмечена в районе пк 60, а в остальных частях разреза не превышает 0,05 См. Кроме того, можно отметить интересную особенность: подошва второго слоя северного борта имеет ступенчатую форму, которая, вероятно, контролируется разрывными нарушениями. При этом мощность второго слоя здесь увеличивается в направлении к тальвегу оврага скачком на 2–3 м.

Наиболее сложное строение имеет третий — нижний — слой. Он имеет блоковое строение, а его

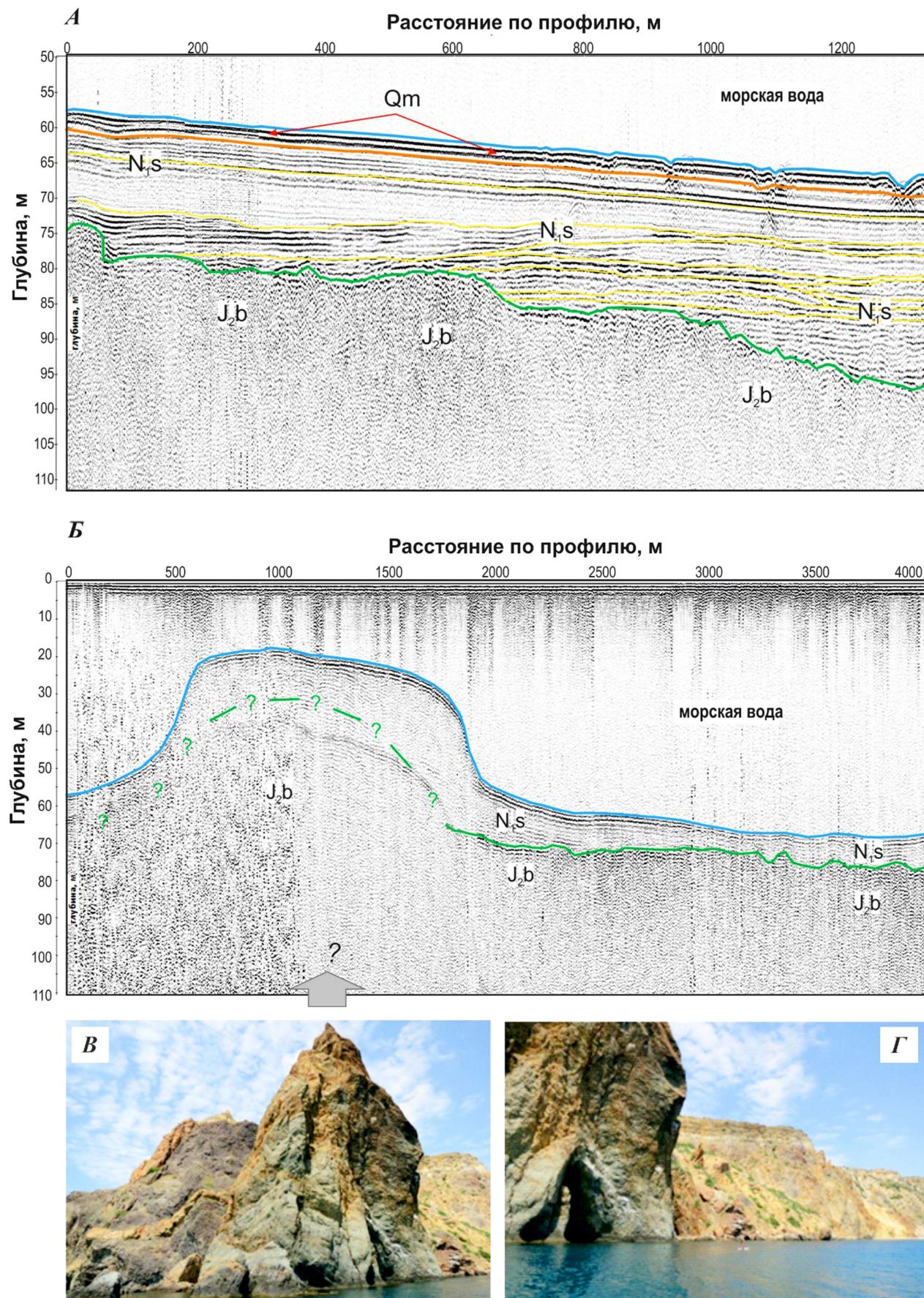


Рис. 6. Результаты морских сейсмических исследований на м. Фиолент: *A* — профиль НСП-1 на рис. 1, *B* (2016), длина профиля 1300 м; *B* — профиль НСП-2 на рис. 1, *B* (2016), длина профиля 4000 м; голубая линия — морское дно, зеленая — кровля магматитов среднеюрского возраста; *B*—*G* — береговые уступы среднеюрских магматитов

сопротивление сильно меняется в горизонтальном направлении. Блоки нижнего слоя, по нашему мнению, разделены швами тектонических нарушений, которые круто падают на юго-запад под углом около  $60\text{--}70^\circ$ . Всего можно наблюдать как минимум 8 блоков. Размеры блоков меняются от 30 до 160 м. Важная особенность блочной структуры — их сильная дифференциация по сопротивлению. Выделена следующая закономерность: чем дальше от оси балки находится блок, тем более высокое сопротивление имеют породы. Таким образом, блоки с высоким сопротивлением пород расположены на крайних южных и северных бортах структуры, а блоки с средним и низким сопротивлением расположены в центре балки, вблизи ее тальвега. Общий горизонтальный размер блоков с пониженным сопротивлением составляет 460 м.

Поэтому можно сделать вывод о том, что эта геологическая структура представляет собой мощную разломную зону, которая имеет ширину около 400–500 м и в ней отмечены отдельные двумерные и трехмерные блоки в разной степени измененных пород.

Мощное проводящее тело, которое залегает в северном борту балки, образует локальную положительную аномалию магнитного поля. Крайне низкие значения удельного сопротивления этого тела могут иметь разное происхождение. Одна из причин может заключаться в том, что это сохранившийся фрагмент слоя глин, которые описаны в составе миоценовых отложений [Государственная..., 1984]. Учитывая, что на южном борту балки в геоэлектрическом разрезе слой глин отсутствует, то можно предположить, что крыло, расположенное в южном борту балки, приподнято относительно северного крыла по крайней мере на  $40\text{--}50$  м. В то же время породы миоцена, которые выходят на поверхность земли на Гераклейском п-ове, повсеместно падают под небольшим углом от 2 до  $4^\circ$  на северо-запад. Если базироваться на том, что электротомографический профиль проходит с северо-востока на юго-запад, то отложения нижнего неогена должны были бы спроецироваться на геоэлектрический разрез в виде горизонтально лежащего слоя, что, однако, не наблюдается. Проводник падает на юго-запад под углом как минимум  $9^\circ$ , что совершенно не укладывается в концепцию нормального геологического происхождения этих глин. Поэтому мы склоняемся к другому происхождению глинистой толщи. Вероятно, это мощная зона переработки (или выветривания), сформированная в зоне тектонического нарушения под действием процессов аномального давления и деструкции.

Особый рисунок трещиноватости наблюдается в среднеурских вулканитах м. Фиолент в зоне Георгиевского разлома северо-восточного простираия. Здесь доминируют разрывы северо-восточного простираия ( $30\text{--}40^\circ$  и  $60\text{--}70^\circ$ ). При этом трещины с простираием  $30\text{--}40^\circ$  преимущественно субвер-

тикальные и сопряжены с субвертикальными же разрывами северо-западной ориентировки, сформированными в сдвиговом поле меридионального растяжения и субширотного сжатия [Муровская, Щербаков, 2011]. В то же время нарушения с простираием  $60\text{--}70^\circ$  падают на юго-восток под углами  $80\text{--}45^\circ$  и образуют структурные парагенезы, указывающие на взбросовый характер деформации с горизонтальным положением оси сжатия (азимут  $160\text{--}170^\circ$ ) и субвертикальным положением оси растяжения [Муровская, Щербаков, 2011].

В магматических образованиях рядом с Георгиевским разломом часто встречаются сколы северо-западного простираия, которые прослеживаются и в неогеновых известняках. По сколам отмечены жилки цеолитов, что указывает на формирование этих сколов в период вулканической деятельности. Деформации же неогеновых отложений связаны с активизацией разрывных дислокаций северо-западных простираий в постнеогеновый этап [Муровская, Щербаков, 2011].

**Заключение.** Выполнен комплекс геолого-геофизических работ по изучению трещиноватости в юрско-неогеновых породах Гераклейского плато, включавший полевое изучение зоны Георгиевского разлома и структурно-геоморфологический анализ. Геофизический комплекс исследований объединял морские сейсмические и магнитометрические съемки в сочетании с наземными методами электротомографии, гравиметрии, магнитометрии, а также петромагнитные исследования. Основным объектом изучения была зона глубинного Георгиевского разлома и оперяющие тектонические нарушения.

В результате комплексных исследований установлены главные геолого-геофизические критерии выделения опасных участков трещиноватости: 1) крайне неоднородное строение верхней части геоэлектрического разреза до глубины 30–40 м по данным электроразведки; 2) сейсмические данные свидетельствуют о том, что в зонах повышенной трещиноватости миоценовые известняки имеют крайне низкие прочностные свойства; 3) по электроразведочным данным обводненность (влажность) верхней части разреза резко меняется по горизонтали; 4) на закарстованных территориях на определенной глубине наблюдается резкая изменчивость удельного сопротивления от максимально больших значений до минимальных; 5) довольно активно трещиноватость развивается под действием оползневых процессов.

Особенно опасны трещины растяжения, которые возникают на участках положительного рельефа пород основания, по которым происходит скольжение оползневых тел, представленных известняками.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-45-920073) и стратегического проекта № 3 Программы Приоритет-2030 СевГУ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Береговые процессы: мониторинг и инновационные комплексные исследования: Учебное пособие / В.С. Исаев, Кошурников А.В., Игнатов Е.И. и др. / Под ред. Е.И. Игнатова, В.С. Исаева. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2018. 246 с.
- Государственная геологическая карта Горного Крыма в масштабе 1:200 000 / Глав. ред. Н.Е. Деренюк, составил С.Е. Пивоваров. Киев, геолого-карографическая партия ЦТЭ, 1984.
- Иванов В.Е., Ломакин И.Э., Тополяк А.С. и др. Особенности тектоники юго-Западного Крыма // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 4. С. 27–39.*
- Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 398 с.*
- Муровская А.В., Щербаков Р.Н. Структурно-кинематические парагенезисы и деформационные режимы Гераклейского блока Юго-Западного Крыма // Наукові праці ДонНТУ. Сер. Гірничо-геологічна. 2011. Вип. 13 (178). С. 122–128.*
- Нугманов И.И., Нугманова Е.В., Чернова И.Ю. Основы морфометрического метода поиска неотектонических структур: Учебно-методическое пособие. Казань: Казанский ун-т, 2016. 53 с.*
- Промыслова М.Ю., Брянцева Г.В., Демина Л.И., Косевич Н.И. Новейшие структуры Гераклейского полуострова (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та, 2019. № 2. С. 8–16.*
- Рубцова Е.В. Особенности строения миоценовых отложений южной части Гераклейского плато // Планета Земля: актуальные вопросы геологии глазами молодых ученых и студентов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 111–117.*
- Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1975. 232 с.*
- Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1948. 212 с.*
- Шнюков Е.Ф., Лысенко В.И., Кутый В.А., Шнюкова Е.Е. Золото-серебряная и сульфидная минерализация в породах Гераклейского плато (Крым) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2019. № 2. С. 68–86.*
- Шнюкова Е.Е. Магматические породы мыса Фиолент (Юго-западный Крым): Мат-лы международного (Х Всеросс.) петрографического совещания «Петрография XXI века». Т. 2. Кольский научный центр РАН, Геологический институт, 2005. С. 289–291.*
- Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИА-ЙПИ, 2011. 333 с.*
- ALOS Global Digital Surface Model «ALOS World 3D — 30 m (AW3D30)» [Электронный ресурс]. URL: <https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm> (дата обращения: 18.02.2019).
- Nikishin A.M., Okay A., Tiusuz O. et al. The Black Sea basins structure and history: new model based on new deep penetration regional seismic data. Pt. 2: Tectonic history and paleogeography // Marine and Petrol. Geol. 2015a. Vol. 28 (3). P. 728–743. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018.*
- Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2015b. Vol. 428. P. 241–264. DOI: 10.1144/SP428.1.*
- Yegorova T., Gobarenko V., Murovskaya A. Jurassic-Cretaceous magmatic arcs in the Eastern Black Sea: Evidence from geophysical studies and 2D modeling // J. Geodynamics. 2022. Vol. 149. 101890. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2021.101890>.*

Статья поступила в редакцию 06.06.2022,  
одобрена после рецензирования 08.06.2022,  
принята к публикации 26.01.2023

УДК 550.34.013.4

## МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КИНЕМАТИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ СРЕДАХ

**Павел Юрьевич Степанов<sup>1✉</sup>, Юлия Александровна Гоманюк<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; seismic310@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8131-8998>

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; juliagmn@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-1253-4689>

**Аннотация.** Представлен вариационный метод математического моделирования кинематики сейсмических волн, разработанный на кафедре сейсмометрии и геоакустики геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова для исследования особенностей кинематики сейсмических волн разных типов в двумерных изотропных средах (градиентных и слоистых). Задача определения траекторий сейсмических лучей решалась путем интегрирования методом Рунге–Кутта системы дифференциальных уравнений с заданными начальными условиями. Выполнено исследование алгоритма с целью проверки точности и корректности получаемых решений, а также его опробование на ряде теоретических моделей неоднородных сред. Разработанный метод лучевого трассирования применен для изучения влияния градиента скорости и геометрии сейсмических границ на кинематику отраженных волн в многослойных средах. По результатам математического моделирования кинематики отраженных волн сделаны выводы о пределах применимости упрощенных моделей горизонтально-слоистых сред, которыми часто аппроксимируют сложнопостроенные неоднородные среды.

**Ключевые слова:** лучевое трассирование, сейсмический луч, неоднородные среды, вариационное исчисление, кинематика сейсмических волн

**Для цитирования:** 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.

## MATHEMATICAL MODELING OF SEISMIC WAVE KINEMATICS IN COMPLEX MEDIA

**Pavel Yu. Stepanov<sup>1✉</sup>, Julia A. Gomanyuk<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; seismic310@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8131-8998>

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; juliagmn@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-1253-4689>

**Abstract.** A variational method of mathematical modeling of seismic wave kinematics has been developed at the Department of Seismometry and Geoacoustics of the Faculty of Geology of Lomonosov Moscow State University for studying the kinematics of seismic waves of different types in two-dimensional isotropic media (gradient and layered) is presented. The problem of determining the trajectories of seismic rays was solved by integrating using the Runge-Kutta method a system of differential equations with given initial conditions. The algorithm was studied in order to verify the accuracy and correctness of the solutions obtained, as well as its testing on a number of theoretical models of heterogeneous media. The developed ray tracing method was used to study the effect of the velocity gradient and the geometry of seismic boundaries on the kinematics of reflected waves in multilayer media. Based on the results of mathematical modeling of the kinematics of reflected waves, conclusions were drawn about the limits of applicability of simplified models of horizontally layered media, which often approximate complex inhomogeneous media.

**Key words:** ray tracing, seismic ray, inhomogeneous media, variational theory, kinematics of seismic waves

**For citation:** Stepanov P.Yu., Gomanyuk J.A. Mathematical modeling of seismic wave kinematics in complex media. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 167–178. (In Russ.).

**Введение.** Лучевое трассирование (ray tracing) — один из основных подходов к решению прямых кинематических задач сейсморазведки. Прослеживание сейсмических лучей волн разных типов позволяет детально изучить характер распространения упругих волн в сложнопостроенных средах, построить систему волновых фронтов и, самое главное, с высокой точностью рассчитать время пробега волны от источника до любой точки геологической среды, вовлеченной в волновой процесс.

Методы решения прямых кинематических задач сейсморазведки в области лучевого трассирования, развитие которых началось в последние десятилетия XX в., не утратило своей актуальности и в настоящее время [Virieux, Farra, 1991; Cerveny, 2001; Gjoestdal et. al., 2002; Облогина et. al., 2004; Rawlinson et. al., 2007]. В задачи сейсморазведки, которые решаются с применением методов лучевого трассирования, входят расчет синтетических сейсмограмм, решение томографических задач и задач скоростной инвер-

ции, проведение кинематической миграции данных МОВ по опорным отражающим горизонтам, глубинно-скоростное моделирование и др.

Все методы лучевого трассирования делятся на два основных типа: лучевое трассирование с заданием начальных условий (initial-value ray tracing) и лучевое трассирование с заданием граничных условий (boundary-value ray tracing) [Cerveny, 2001]. Первый тип алгоритмов подразумевает, что при прослеживании луча известны его направление и текущая координата, т. е. известны начальные условия для решения системы дифференциальных уравнений, описывающих траекторию луча.

В качестве начальных условий для методов лучевого трассирования с заданием граничных условий (boundary-value ray tracing) задаются точки или поверхности, через которые должен пройти сейсмический луч, при этом направление луча в каждой его точке неизвестно. Наиболее распространенные методы решения задачи лучевого трассирования с заданием граничных условий — методы пристрелки [Yang, 2003; Галактионова, Белоносов, 2020] и методы изгиба луча [Moser et al., 1992; Xu et al., 2010].

Кроме того, существует ряд методов, в которых рассчитываются времена прихода волн и волновые фронты, однако не рассчитываются (или рассчитываются в качестве вспомогательных вычислений) сейсмические лучи. К этой группе методов относятся сеточные методы кратчайшего пути (network shortest-path ray tracing) [Klimes, Kvasnicka, 1994], конечно-разностные методы решения уравнения эйконала [Cao, Greenhalgh, 1994; Тульчинский, 2009], метод быстрой маршировки [Sethian, Popovici, 1999] и др.

Нами был использован вариационный метод математического моделирования кинематики сейсмических волн, разработанный на кафедре сейсмометрии и геоакустики геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, который относится к методам лучевого трассирования с заданием начальных условий [Облогина, 1998; Облогина и др., 2004].

Цель работы — применение разработанного вариационного алгоритма лучевого трассирования для исследования особенностей кинематики сейсмических волн разных типов в двумерных изотропных средах (градиентных и слоистых).

**Математическая постановка задачи.** В основе геометрической сейсмики лежит известный принцип Ферма, который гласит: действительным путем распространения волны из точки  $A$  в точку  $B$  является тот путь, вдоль которого по сравнению со всем возможными другими путями, соединяющими точки  $A$  и  $B$ , время пробега волны минимально. Время пробега волны из точки  $A$  в точку  $B$  можно представить в виде

$$t = \int_A^B \frac{ds}{v(x, y)}, \quad (1)$$

где  $ds$  — дифференциал дуги кривой, соединяющей точки  $A$  и  $B$ ;  $v(x, y)$  — скорость распространения

волны в среде. Время пробега можно рассматривать как минимальное значение функционала Ферма

$$I[y(x)] = \int_{x_0}^{x_1} \frac{\sqrt{1+y'^2(x)}}{v(x, y)} dx, \quad (2)$$

где  $x_0$  и  $x_1$  — абсциссы точек  $A(x_0, y_0)$  и  $B(x_1, y_1)$ .

Определение траекторий сейсмических лучей в среде с заданной скоростью  $v(x, y)$  сводится в соответствии с принципом Ферма к нахождению тех функций  $y(x)$ , которые реализуют минимум функционала [Облогина, 1998].

Представим функционал Ферма в виде

$$I[y(x)] = \int_{x_0}^{x_1} a(x, y) \sqrt{1+y'^2}, \quad a(x, y) = \frac{1}{v(x, y)}, \quad (3)$$

с граничными условиями

$$y(x_0) = y_0, y(x_1) = y_1, \quad (4)$$

означающими, что кривые  $y(x)$  проходят через заданные граничные точки  $A(x_0, y_0)$  и  $B(x_1, y_1)$  (например, через источник и точку наблюдения).

Из теории вариационного исчисления [Эльсгольц, 1969; Облогина и др., 2004] известно, что по необходимому условию экстремума функционала кривые  $y(x)$  должны удовлетворять уравнению Эйлера:

$$F_y - F_{xy'} - F_{yy'}y' - F_{y'y}y'' = 0. \quad (5)$$

Интегральные кривые этого уравнения называются экстремалями. Таким образом, сейсмические лучи можно рассматривать как экстремали, реализующие минимум функционала Ферма.

Преобразуя левую часть уравнения Эйлера и полагая при этом, что

$$F(x, y(x), y'(x)) = a(x, y) \sqrt{1+y'^2}, \quad (6)$$

получим

$$F_y - \frac{d}{dx} F_{y'} = a_y \sqrt{1+y'^2} - \frac{(a_x - a_y y') y'}{\sqrt{1+y'^2}} - \frac{ay''}{(1+y'^2)^{\frac{3}{2}}}. \quad (7)$$

После простых преобразований будем иметь

$$y''(x) = (1+y'^2(x)) \left( \frac{\partial \ln a}{\partial y} - \frac{\partial \ln a}{\partial x} y'(x) \right). \quad (8)$$

Полученное уравнение — дифференциальное уравнение лучей. Его общее решение  $y = y(x, C_1, C_2)$  зависит от двух произвольных постоянных, которые определяются из граничных условий  $y(x_0) = y_0$ ,  $y(x_1) = y_1$ .

Дифференциальное уравнение лучей интегрируется в конечном виде только для частных простых

видов скоростной функции  $v(x, y)$ , когда скорость зависит только от  $x$  или только от  $y$ . Это обстоятельство вынуждает прибегать к численным методам интегрирования обыкновенных дифференциальных уравнений.

Явная форма представления кривых  $y=y(x)$  неудобна при применении численных методов интегрирования. Чтобы обойти указанные затруднения, перейдем к параметрической форме задания кривых сравнения. В качестве параметра возьмем  $t$  — время пробега волны вдоль луча. Такой параметр удобен еще и тем, что при интегрировании вместе с координатами луча  $x$  и  $y$  одновременно определяется и время пробега  $t$  от источника до рассматриваемой точки наблюдения [Ермаков, Степанов, 2018].

Для применения широко известного метода Рунге–Кутта для интегрирования дифференциального уравнения лучей необходимо уравнение (8) свести к эквивалентной системе дифференциальных уравнений 1-го порядка. Эта система имеет вид

$$\begin{cases} \frac{dx(t)}{dt} = v \cos \theta, \\ \frac{dy(t)}{dt} = v \sin \theta, \\ \frac{d\theta(t)}{dt} = v_x \sin \theta - v_y \cos \theta. \end{cases} \quad (12)$$

*Начальные условия для этих уравнений*

$$x(t)|_{t=t_0} = x_0, \quad y(t)|_{t=t_0} = y_0, \quad \theta(t)|_{t=t_0} = \theta_0 \quad (13)$$

задают координаты  $x_0$ ,  $y_0$  источника и начальный угол  $\theta_0$  выхода луча из источника.

Таким образом, задача определения лучей в двумерно-неоднородных средах может быть поставлена и решена как задача Коши для приведенной выше системы дифференциальных уравнений 1-го порядка (12). Если вычисления вести с постоянным шагом по  $t$ , то решение получается в узлах сетки через равные промежутки  $\Delta t$ , что можно использовать для построения изохрон. Годограф строится по временам выхода лучей на земную поверхность  $y=0$  [Ермаков, Степанов, 2018].

**Программная реализация алгоритма.** Программа Ray Tracing, реализующая вариационный алгоритм лучевого трассирования на основе интегрирования системы дифференциальных уравнений лучей, разработана в среде ОС Windows 10 с помощью Microsoft Visual Studio Community на программной платформе Microsoft.NET Framework 4.7. Программа написана на языке C#.

**Исследование вариационного алгоритма.** Прямая кинематическая задача сейморазведки может быть решена аналитическим и численным способами. Аналитический метод расчета траекторий сейсмических лучей представляет собой точное решение уравнений лучей. Численный метод за-

ключается в интегрировании уравнения Эйлера для функционала Ферма, определяющего время пробега луча в среде. Аналитические расчеты выполнены для однородной и вертикально-неоднородной среды с линейным изменением скорости с глубиной. Результаты расчетов аналитическим и численным методами совпадают с высокой степенью точности. Расчеты подтверждают, что рассматриваемый в работе численный алгоритм решения прямой задачи позволяет получить достаточно точные и корректные решения.

Существует несколько способов задания скоростной модели среды: скорость в произвольной точке среды может быть определена по аналитической зависимости, описывающей распределение скорости в среде, или скорость задана таблично в узлах сетки. Последний способ подразумевает использование интерполяционных алгоритмов для расчета значений скорости в любой точке модели среды. Решение прямой кинематической задачи при разных способах задания скорости в модели и сравнение результатов расчетов позволяет сделать вывод о точности и корректности решения, получаемого при табличном способе задания скоростей, по сравнению с точным аналитическим заданием значений скорости и их частных производных. Нами сделаны расчеты для горизонтально- и вертикально-неоднородной, а также двумерно-неоднородной моделей сред. Полученные лучевые траектории оказались полностью идентичны, что подтверждает корректность табличного способа задания значений скорости и используемого интерполяционного алгоритма.

**Опробование алгоритма решения прямой кинематической задачи на теоретических моделях.** Рассмотрим результаты применения вариационного алгоритма для расчетов лучей и годографов сейсмических волн в различных неоднородных средах, включая среды с границами 1-го и 2-го рода.

**Вертикально-неоднородная среда.** Вертикально-неоднородная модель среды (ВНС) — одна из базовых моделей сред, используемых в сейморазведке. В некоторых ситуациях горизонтально-слоистая среда, которая чаще всего рассматривается в сейморазведке, может быть описана вертикально-неоднородной моделью.

На рис. 1, а представлен результат решения прямой кинематической задачи для модели ВНС с линейным законом возрастания скорости с глубиной. Полученные результаты полностью согласуются с базовыми свойствами лучей и годографов в вертикально-неоднородных средах, известными из кинематической теории сейморазведки:

- 1) луч в вертикально-неоднородной среде симметричен относительно вертикальной прямой, проходящей через точку максимального проникновения луча;
- 2) лучевые поля рефрактированных волн и соответствующие им годографы симметричны относительно вертикальной прямой, проходящей через центр расстановки;

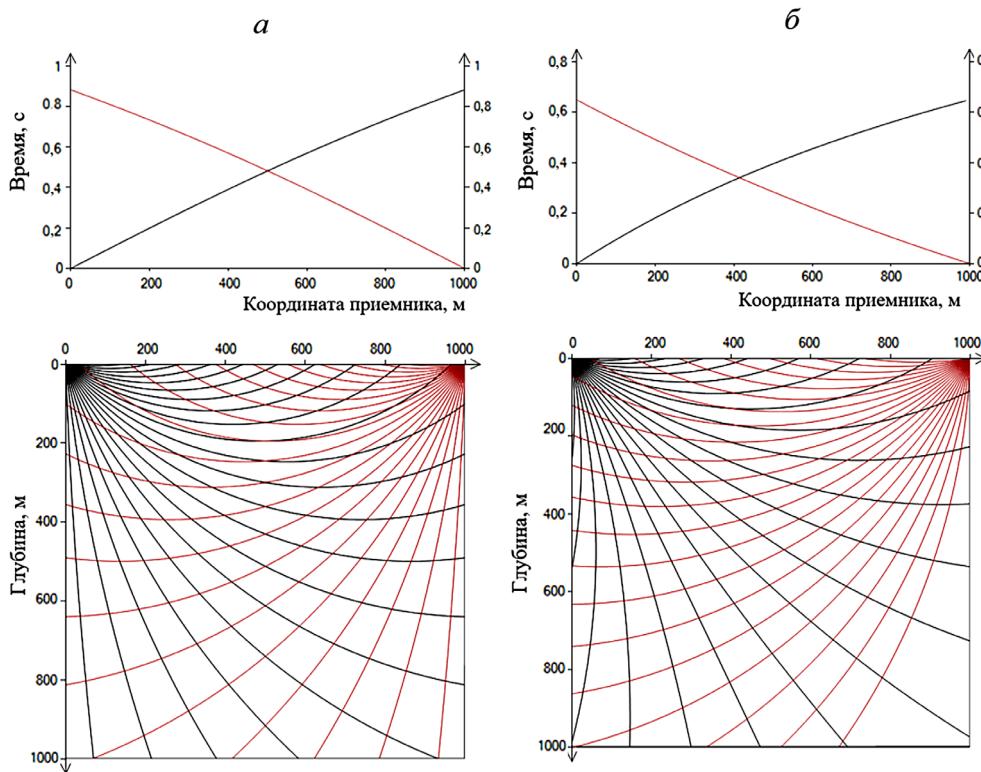


Рис. 1. Результат решения прямой кинематической задачи для вертикально-неоднородной (а) и двумерно-неоднородной (б) сред (годографы и лучи рефрагированных волн)

3) кажущиеся значения скорости во взаимных точках встречных годографов совпадают.

**Двумерно-неоднородная среда.** Двумерно-неоднородная модель среды — естественное продолжение вертикально-неоднородной среды и отличается от нее наличием в среде горизонтального градиента скорости (который, как правило, существенно меньше, чем вертикальный).

Рассмотрим модель, скорость в которой задается следующим уравнением:

$$V = V_0 (1 + k_1 x + k_2 z),$$

где  $k_1$  — горизонтальный градиент скорости,  $k_2$  — вертикальный градиент скорости. На рис. 1, б представлен результат решения прямой кинематической задачи для этой модели. Анализ результатов позволяет выявить основные отличия двумерно-неоднородной среды от вертикально-неоднородной (для фланговой системы наблюдения):

1) лучевые поля и годографы для прямого и встречного пунктов возбуждения не симметричны относительно центра расстановки;

2) точки пересечения лучей и годографов для прямого и встречного пунктов возбуждения смешены относительно центра расстановки;

3) времена во взаимных точках встречных годографов равны в соответствии с принципом взаимности, а значения кажущейся скорости различаются.

**Вертикально-неоднородная среда с границей 2-го рода и повышенным градиентом скорости во втором слое.** На рис. 2 представлены результаты решения прямой кинематической задачи для модели с одной границей 2-го рода, в которой градиент скорости во втором слое значительно превышает

градиент скорости в первом. Лучи рефрагированных волн, распространяющиеся только в первом слое, и соответствующие им участки годографов показаны на рис. 2 черным, лучи, проходящие через оба слоя, и их участки годографов — бордовым. Скорость в модели задается по линейному закону.

Лучи рефрагированных волн в случае постоянного градиента скорости (в первом слое) с увеличением угла выхода луча с поверхности наблюдений проникают на большую глубину и возвращаются на поверхность наблюдений на больших удалениях от пункта возбуждения, чем лучи с меньшим углом выхода. Однако из-за значительной разницы в градиентах значений скорости в слоях и высокого градиента во втором слое лучи рефрагированных волн, вошедшие в среду под большими углами, возвращаются из второго слоя на поверхность наблюдений на меньшем удалении от пункта возбуждения, чем лучи из первого слоя с меньшими углами выхода. В результате на годографе наблюдается петля возврата. На дальних удалениях лучи рефрагированной волны из второго слоя выходят в первые вступления, так как градиент скорости в этом слое значительно выше, чем в первом (рис. 2).

**Вертикально-неоднородная среда с границей 1-го и 2-го рода и постоянной скоростью во втором слое.** Рассмотрим примеры вертикально-неоднородных сред с меняющимися на границах значениями скорости и градиентами скорости, т. е. среды с границами 1-го и 2-го рода. На рис. 3 представлен результат решения прямой кинематической задачи для такой модели среды. Скорость в первом слое задается по линейному закону, во втором слое скорость постоянна (рис. 3, в).

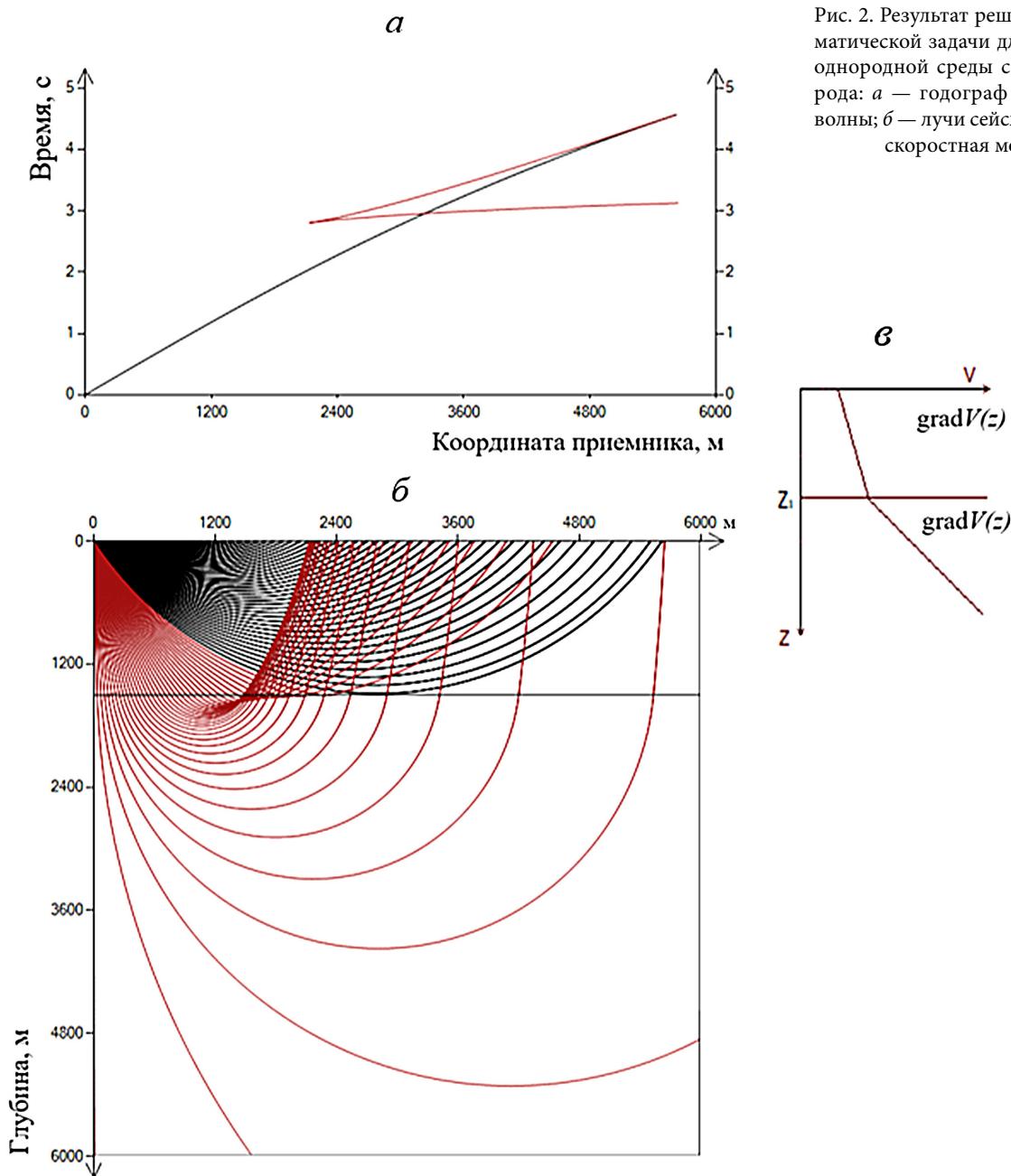


Рис. 2. Результат решения прямой кинематической задачи для вертикально-неоднородной среды с границей второго рода: а — годограф рефрагированной волны; б — лучи сейсмических волн; в — скоростная модель среды

В первом слое градиент скорости постоянный, скорость на границе увеличивается скачком, во втором слое скорость постоянна, как следствие лучи представляют собой прямые линии, показанные на лучевых построениях зеленым. В первом слое при малых углах выхода луча с поверхности распространяются лучи рефрагированных волн (на рисунке черные). Существует «критический» луч, который касается границы и совпадает с «первым» лучом отраженной волны (при возрастании угла выхода лучей из источника). При больших углах выхода луча в среде распространяются отраженные волны, показанные на лучевых картинах бордовым. Годограф отраженной волны на больших удалениях от источника стремится к годографу рефрагированной волны и совпадает с ним в последней точке каждого годографа — точке прихода к поверхности

наблюдений луча, общего для отраженной и рефрагированной волн.

При достижении критического угла падения луча на границу вдоль нее распространяется головная волна, первый луч которой совпадает с лучом отраженной волны. Поэтому на годографах отраженной и головной волн есть общая точка. Начиная с некоторых удалений головная волна выходит в первые вступления, на годографе этому моменту соответствует точка пересечения годографов рефрагированной и головной волны (рис. 3).

**Вертикально-неоднородная среда с волноводом.** Эта модель содержит две границы 1-го и 2-го рода, скорость во втором слое постоянная и пониженная по сравнению с соседними слоями, т. е. второй слой представляет собой однородный волновод.

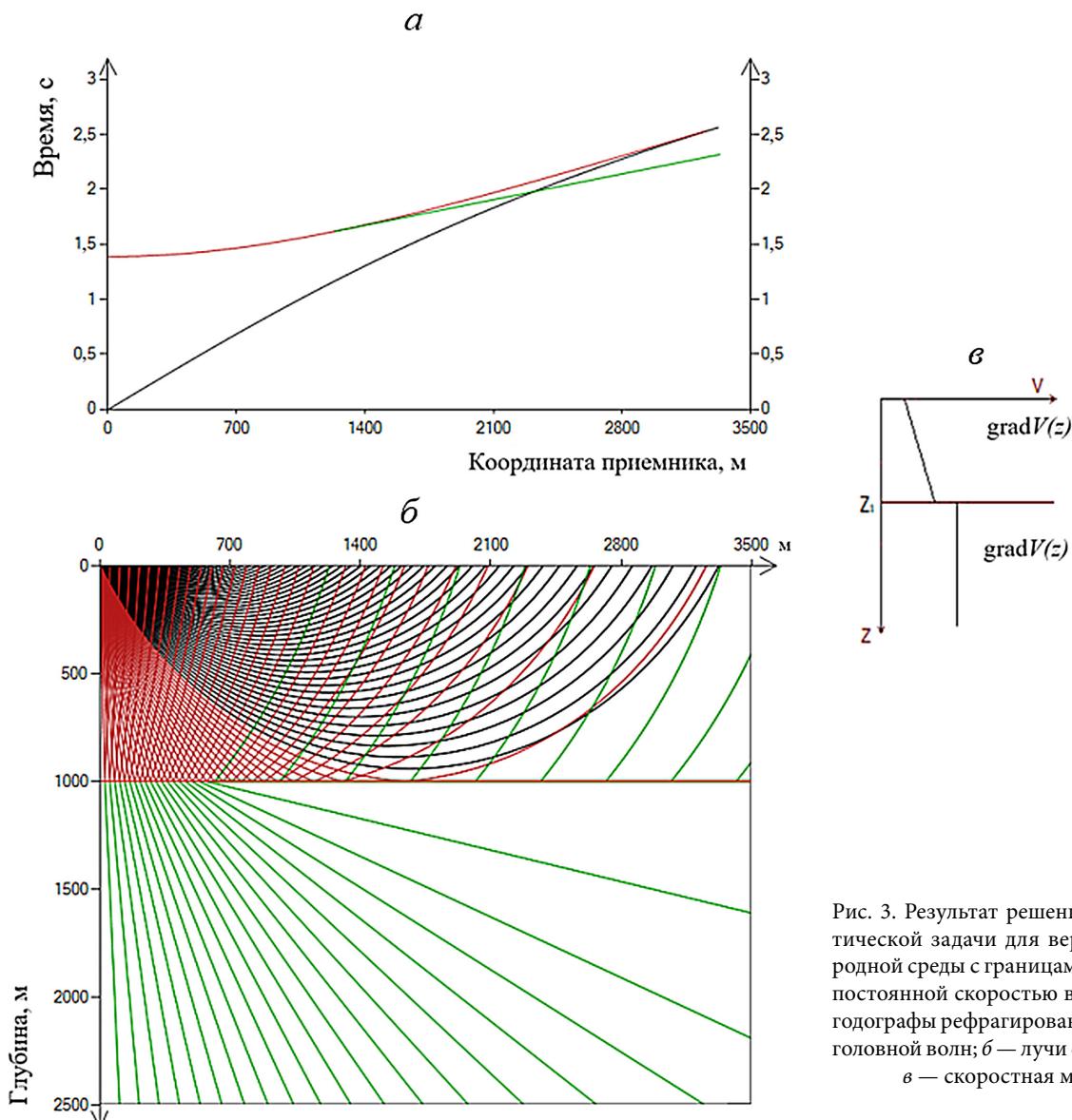


Рис. 3. Результат решения прямой кинематической задачи для вертикально-неоднородной среды с границами 1-го и 2-го рода и постоянной скоростью во втором слое: а — годографы рефрагированных, отраженных и головной волн; б — лучи сейсмических волн; в — скоростная модель среды

На рис. 4 представлен пример решения прямой кинематической задачи для модели с однородным волноводом. Скорость в модели задается по линейному закону. В первом и третьем слоях распространяются лучи рефрактированных волн. Скорость в волноводе постоянна, поэтому лучи во втором слое представляют собой прямые линии. Понижение скорости в волноводе приводит к возникновению зоны тени — области, которая не освещена лучами и в которой наблюдается разрыв годографа.

Лучи с меньшими углами выхода из источника проходят в волноводе больший путь, чем лучи с большими углами выхода, поэтому приходят к поверхности наблюдений позже лучей, прошедших малый путь в волноводе. Последние в свою очередь быстрее возвращаются к поверхности наблюдений из-за того, что большую часть пути проходят в третьем слое с высоким градиентом скорости. В результате на годографе образуется ветвь возврата, верхняя часть которой соответствует лучам с малыми углами

выхода, прошедшим больший путь в волноводе, а нижняя — лучам с большими углами выхода, быстро вернувшимся на поверхность наблюдений из третьего слоя (рис. 4). Конфигурация годографа с волноводом может быть разной в зависимости от заданного скоростного поля — значений скорости, величины градиентов скорости и типа волновода.

**Влияние градиента скорости и геометрии сейсмических границ на кинематику отраженных волн в многослойных средах.** Математическое моделирование кинематики отраженных волн — еще одна задача, которую можно решить с помощью рассматриваемого вариационного алгоритма решения прямой кинематической задачи. Качественно и количественно проанализируем влияние разных факторов среды, таких, как наклон и форма отражающих и преломляющих границ, а также величины градиента скорости в слоях, на результаты решения прямой кинематической задачи. Эти факторы будут определять отличие рассчитанного годографа от-

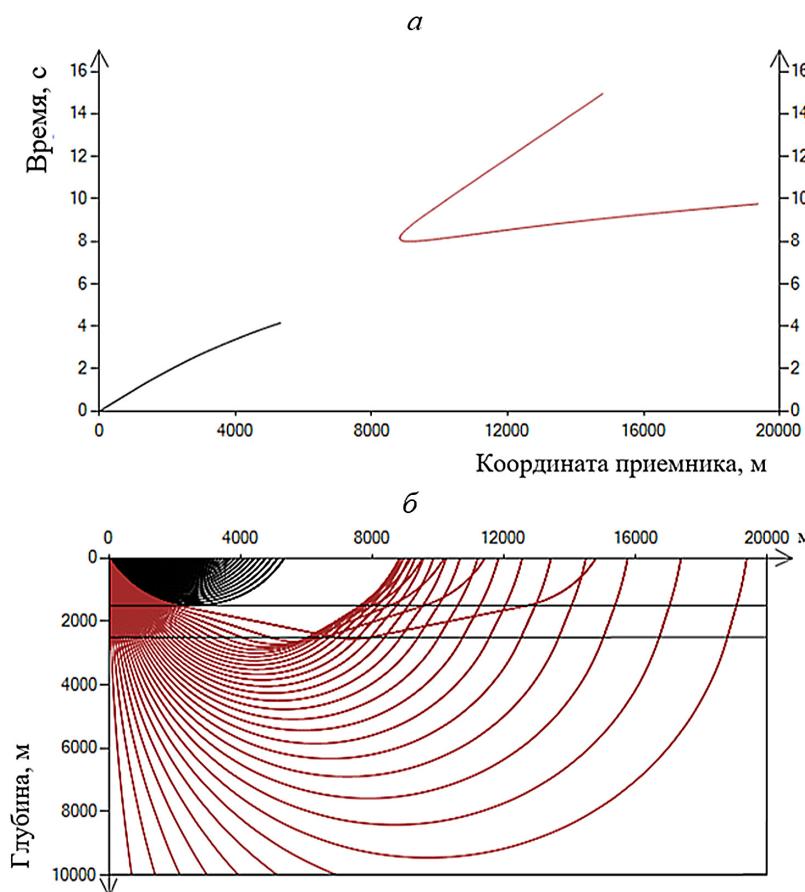


Рис. 4. Результат решения прямой кинематической задачи для вертикально-неоднородной среды с однородным волноводом: *a* — годограф; *b* — лучи сейсмических волн; *c* — скоростная модель среды

женной волны от «эталонного» годографа для горизонтально-слоистой среды. Анализируя полученные результаты, можно сделать выводы о том, когда влиянием кривизны границ и неоднородностью среды можно пренебречь и работать в рамках упрощенных моделей горизонтально-слоистых сред, которые наиболее часто используются в сейсморазведке.

Для расчетов использована четырехслойная модель, приближенно описывающая геологическое строение верхней 100-метровой толщи разреза в районе МГУ имени М.В. Ломоносова (рис. 5, *a*). Траектории лучей и годографы волн, отраженных от трех границ, представлены на рис. 5, *б*, *в*. Рассмотрим последовательно влияние на форму годографов отраженных волн каждого из перечисленных выше факторов.

**Влияние градиента скорости.** Добавим в первые три слоя исходной модели вертикальный градиент скорости. Рассмотрим четыре варианта модели с разными градиентами скорости в слоях (рис. 6, *а*). Как видно на рис. 6, *б*, невязки годографов для исходной горизонтально-слоистой и вертикально-неоднородных моделей составляют от 7–10 мс (для минимального градиента скорости) до 40–50 мс (для максимального градиента).

Рассмотрим теперь влияние горизонтального градиента скорости на кинематику отраженных волн. На рис. 7, *а* представлены четырехслойные неоднородные модели с разными градиентами скорости (соотношение вертикального градиента

к горизонтальному составляет приблизительно 2 : 1).

Значения времени прихода отраженных волн для рассматриваемых моделей отличаются от исходной модели гораздо существеннее, чем в предыдущем эксперименте (от 20–30 мс для модели с минимальным градиентом до 70–140 мс для модели с максимальным градиентом) (рис. 7, *б*). Таким образом, видно, что даже при минимальном градиенте скорости величина невязки в значениях времени прихода отраженных волн слишком велика, чтобы наличием градиента скорости в модели можно было пренебречь.

**Наклон отражающей границы.** Оценим влияние наклона отражающих границ на форму годографов. На рис. 8 представлены лучевые поля для случая, когда третья граница модели наклонена на 5° (против часовой стрелки), годографы для вариантов наклона границы на 2 и 5° против часовой стрелки и на 10 и 20° по часовой стрелке. Отклонение рассчитанных годографов от «эталонного» (для горизонтально-слоистой модели) изменяется от 10–20 мс для наклона 2° до 50–150 мс для наклона границы на 20°. Если наклонять обе границы, то эффект от наклона каждой границы суммируется. Анализируя степень отличия рассчитанных годографов от эталонного горизонтально-слоистого варианта среды, можно сделать вывод, что среду можно рассматривать как горизонтально-слоистую для наклонов границ не более 2–3°.

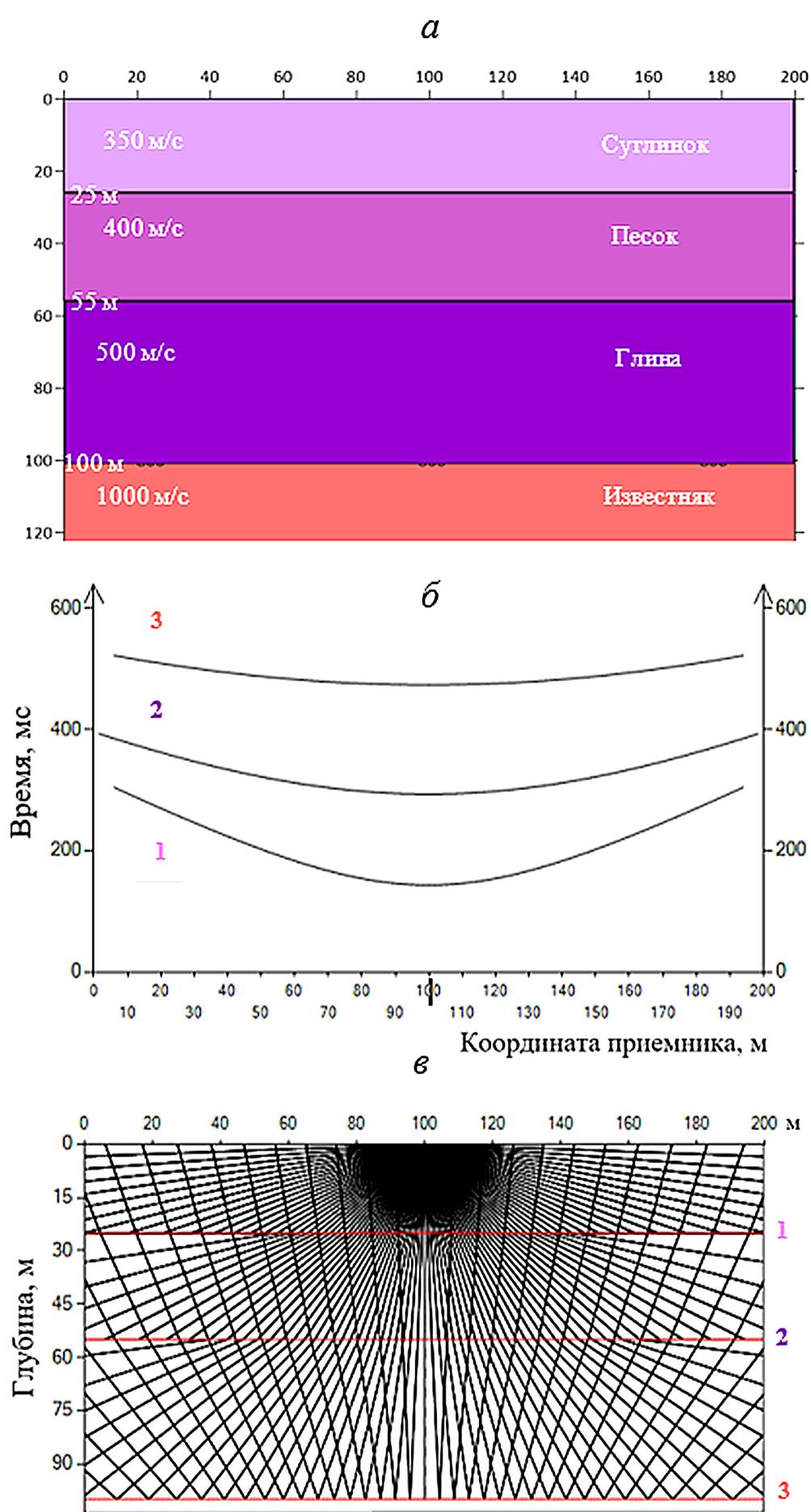


Рис. 5. Исходная модель (а); годографы, соответствующие трем отражающим границам (б), траектории лучей волн, отраженных от третьей границы (в), для исходной модели; 1–3 отражающие границы

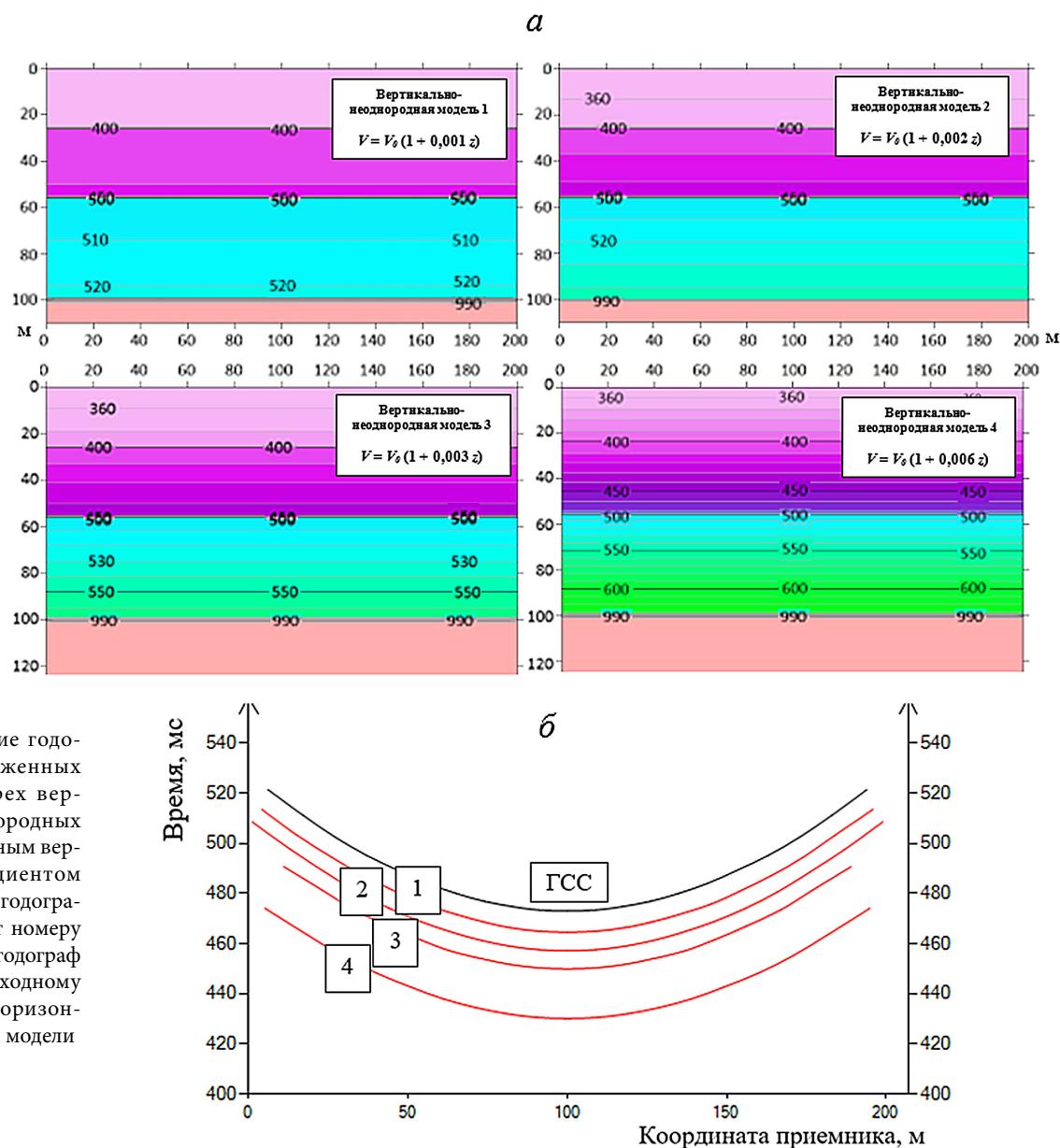


Рис. 6. Сравнение гидографов (б) отраженных волн для четырех вертикально-неоднородных моделей (а) с разным вертикальным градиентом скорости (номер гидографа соответствует номеру модели). Чёрный гидограф соответствует исходному гидографу для горизонтально-слоистой модели

**Форма отражающей границы.** Рассмотрим влияние формы отражающих границ на времена прихода отраженных волн. На рис. 9 изображены гидографы для вариантов моделей с разной формой отражающей границы. Отклонение рассчитанных гидографов от эталонного (для горизонтально-слоистой модели) составляет от 10 до 25–30 мс. Таким образом, пренебречь кривизной границы возможно лишь для перепадов высоты не более нескольких метров вдоль границы.

**Влияние геометрии преломляющих границ.** Изучим влияние наклона и кривизны преломляющих границ на времена прихода отраженных волн. Рассмотрим сначала влияние наклона одной из преломляющих границ (рис. 10, а). Согласно расчетам, чем больше глубина границы, тем больше гидограф отраженной волны отличается от эталонного гидографа для горизонтально-слоистой модели. Так, для наклонной первой границы невязки

гидографов составляют не больше 10 мс, для второй — до 20 мс, для третьей — до 40–45 мс. В случае, когда наклонены обе преломляющие границы, эффект от наклона каждой границы суммируется, т. е. начинает работать эффект накопления ошибок.

Также были выполнены расчеты лучевых полей и значений времени прихода отраженных волн для вариантов модели с измененной формой преломляющих границ (рис. 10, б). Отклонение рассчитанных гидографов от эталонного (для горизонтально-слоистой модели) не превышает 10 мс. При изменении формы обеих границ эффекты влияния формы каждой из границ на форму гидографа отраженной волны суммируются.

Численные эксперименты по расчету лучевых полей и времен прихода отраженных волн в многослойных средах позволили сделать следующие выводы:

- 1) наличие скоростного градиента в слоях — наиболее существенный фактор, определяющий от-

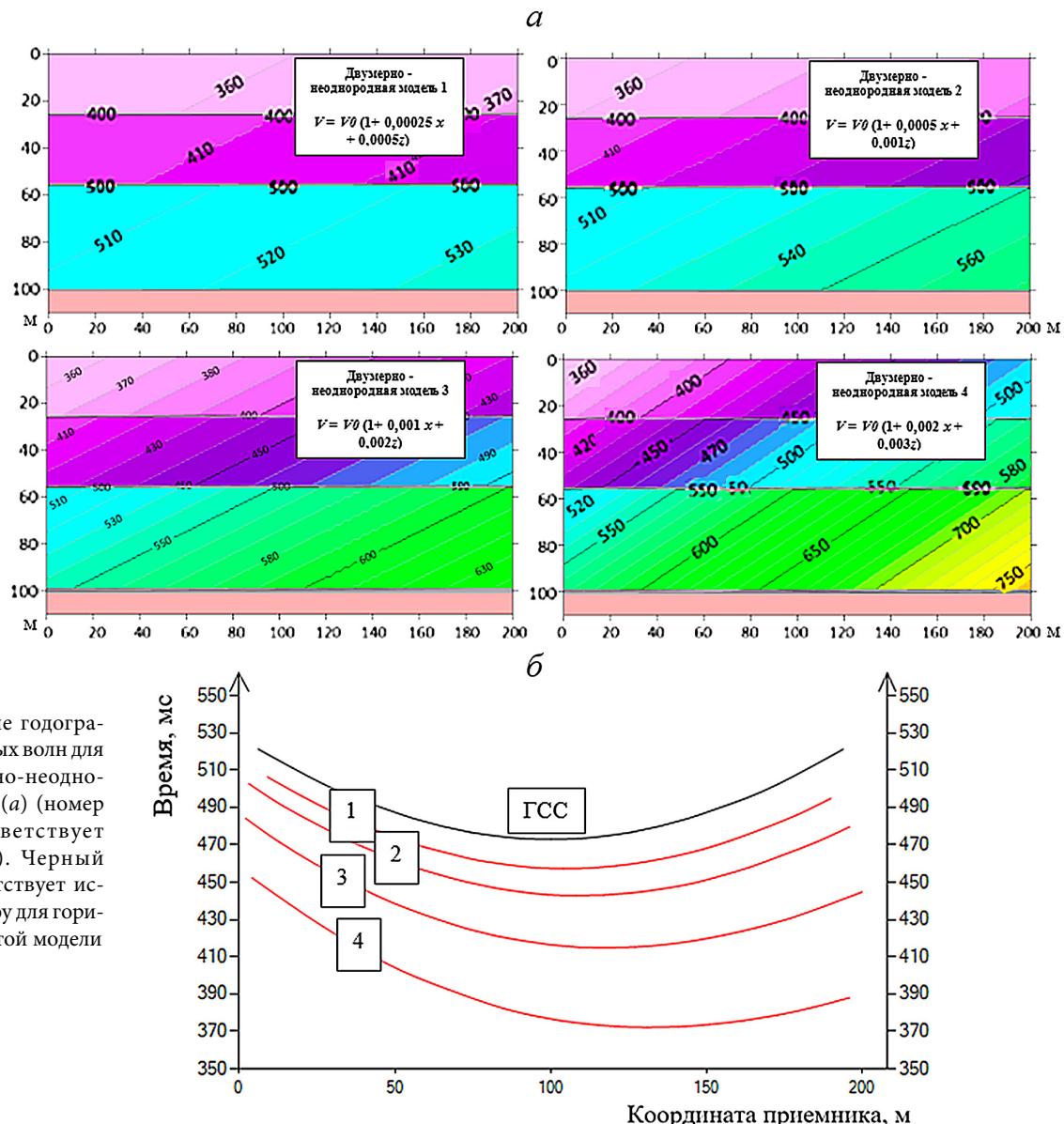


Рис. 7. Сравнение годографов (б) отраженных волн для четырех двумерно-неоднородных моделей (а) (номер годографа соответствует номеру модели). Черный годограф соответствует исходному годографу для горизонтально-слоистой модели

клонение годографа отраженной волны от годографа в горизонтально-слоистой модели с постоянными значениями скорости в слоях;

2) при наличии в среде горизонтального градиента расхождение годографов еще существенное и может достигать нескольких сотен миллисекунд;

3) наклоном границ можно пренебречь для углов наклона до нескольких градусов;

4) аппроксимация неровной отражающей границы плоскостью приводит к возникновению ошибок во времени прихода отраженных волн в несколько десятков миллисекунд;

5) при наклоне или изменении формы нескольких границ одновременно эффект влияния каждой из них суммируется;

6) влияние изменения формы преломляющих границ на времена пробега лучей существенно меньше, чем отражающих. С увеличением расстояния, пройденного лучами, влияние формы границ увеличивается.

**Заключение.** На основе методов вариационного исчисления разработан алгоритм решения прямой кинематической задачи, который относится к методам лучевого трассирования с заданием начальных условий. Исследован разработанный алгоритм и выполнено его тестирование на моделях сред различной сложности: вертикально- и двумерно-неоднородных, с границами 1-го и 2-го рода. Показано, что рассматриваемый алгоритм решения прямой кинематической задачи работает корректно и дает результаты, практически не отличающиеся от точных аналитических решений, позволяя получать корректные решения прямой кинематической задачи для сложнопостроенных сред. Также изучено влияние градиента скорости и геометрии сейсмических границ на кинематику отраженных волн в многослойных средах. В результате исследований сделаны выводы о пределах применимости упрощенных моделей горизонтально-слоистых сред, которыми часто аппроксимируют сложнопостроенные неоднородные среды.

Рис. 8. Сравнение годографов  
(*a*) отраженных волн для моделей с наклонной третьей границей. Лучевые построения  
(*b*) для волны, отраженной от третьей границы, наклоненной на  $5^\circ$  против часовой стрелки.  
Черный годограф соответствует исходному годографу для горизонтально-слоистой модели

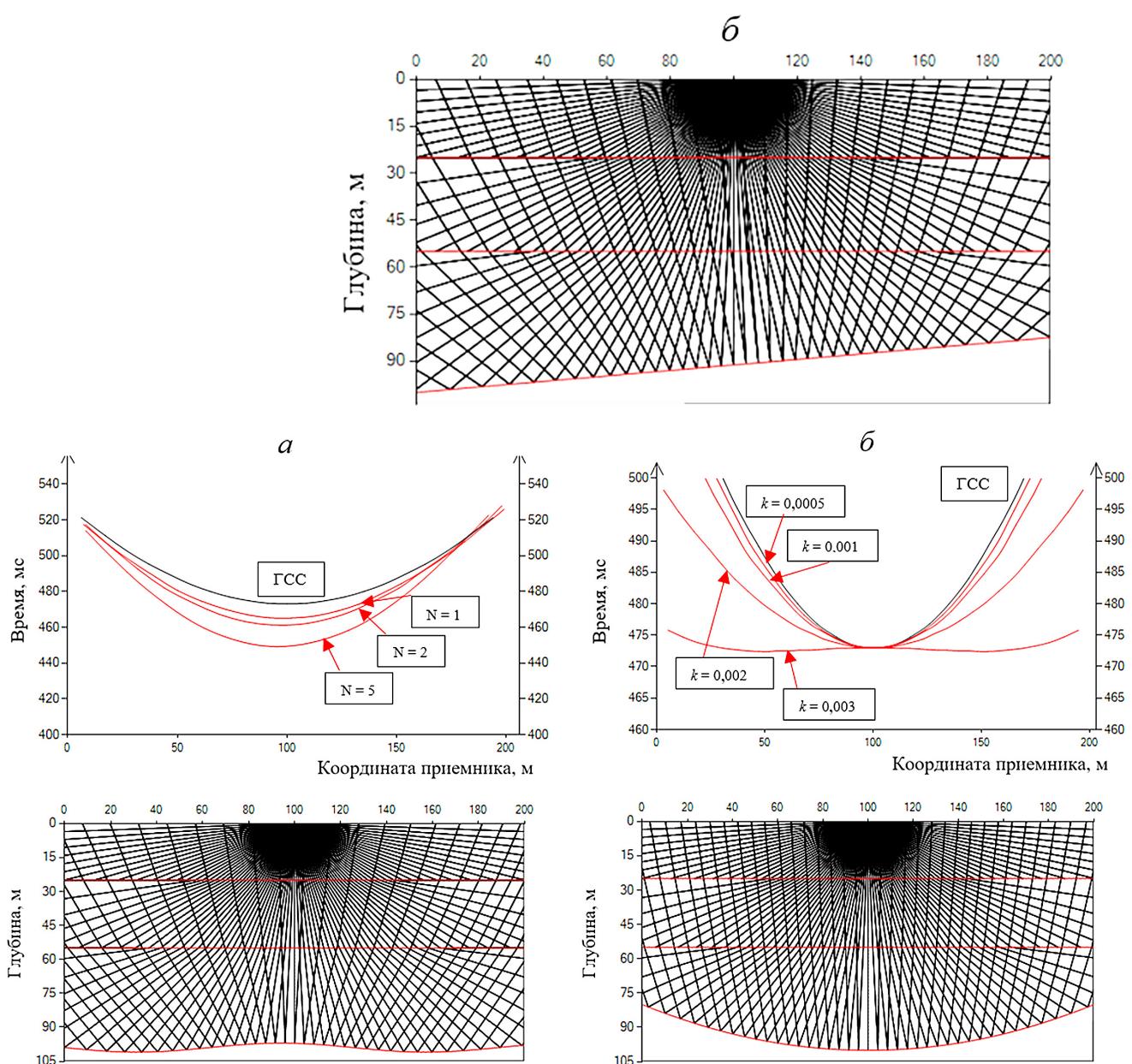
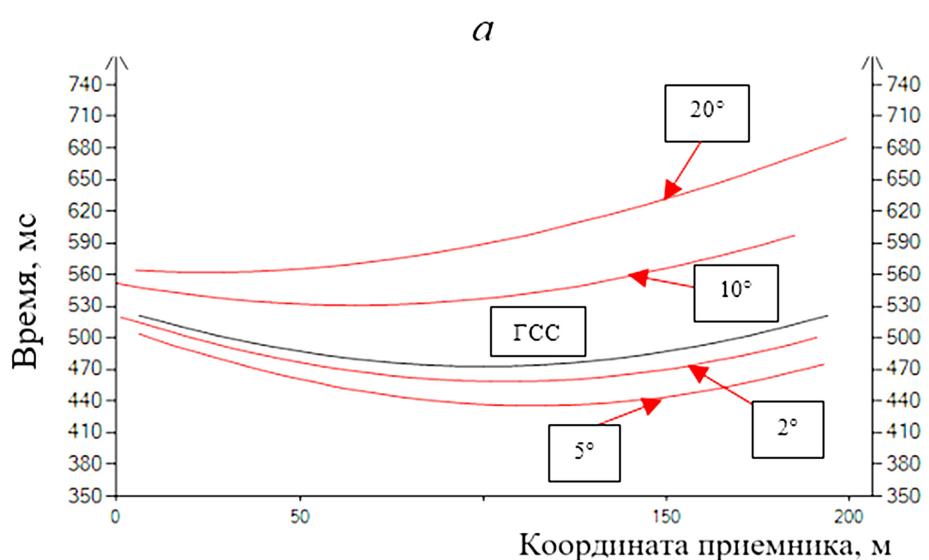


Рис. 9. Сравнение годографов отраженных волн для моделей с неровной формой отражающих границ, заданных формулами  $z = H + N\sin 0.05x$  (*a*) и  $z = 100 - k(x - 100)^2$  (*b*). Чёрный годограф соответствует исходному годографу для горизонтально-слоистой модели

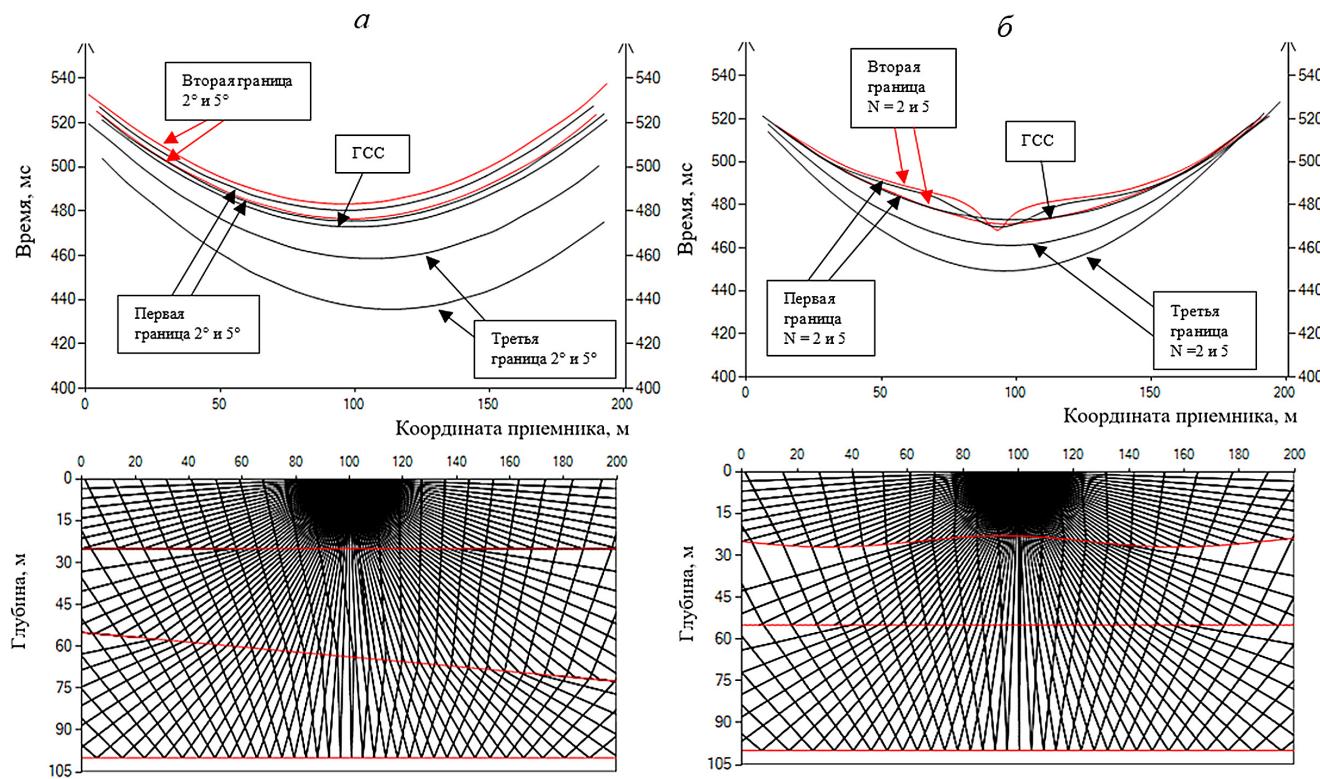


Рис.10. Сравнение годографов отраженных волн для моделей с измененной формой преломляющих границ: наклонной (а) и «волнистой» (заданной формулой  $z = H + N \sin 0,05x$ ) (б). Чёрный годограф соответствует исходному годографу для горизонтально-слоистой модели

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Галактионова А.А., Белоносов А.С. Алгоритм решения прямой кинематической задачи сейсмики в трехмерных неоднородных изотропных средах // Математические заметки СВФУ. 2020. Т. 27, № 1. С. 53–68.
- Ермаков А.П., Степанов П.Ю. Сейсморазведка неоднородных сред. М.: КДУ, Университетская книга, 2018. 122 с.
- Облогина Т.И. Кинематическая теория сейсмических волн в неоднородных анизотропных средах // Вестн. Моск. ун-та. 1998. № 6. С. 52–59.
- Облогина Т.И., Степанов П.Ю., Ефимова Е.А., Пийп В.Б. Сейсмика неоднородных сред в Московском университете // Тр. конф. «Ломоносовская школа МГУ по геофизическим методам исследования земных недр: прошлое, настоящее, будущее». М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. С. 51–53.
- Тульчинский П.Г. Трассирование луча по конечно-разностной двумерной сейсмической модели // Компьютерная математика. 2009. № 1. С. 29–36.
- Эльсгольц Л.Э. Дифференциальные уравнения и вариационное исчисление. М.: Наука, 1969. 424 с.
- Cao S., Greenhalgh S. Finite-difference solution of the eikonal equation using an efficient, first-arrival, wavefront tracking scheme // Geophysics. 1994. Vol. 59, N 4. P. 632–643.
- Cerveny V. Seismic Ray Theory. 1st Ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2001. 713 p.
- Gjoystdal H., Iversen E., Laurain R. et al. K. Review of ray theory applications in modelling and imaging of seismic data // Stud. Geophys. Geod. 2002. Vol. 46. P. 113–164.
- Klimes L., Kvashnicka M. 3D network ray tracing // Geophys. J. Int. 1994. Vol. 116. P. 726–738.
- Moser T.J., Nolet G., Snieder R. Ray bending revisited // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1992. Vol. 82, N 1. P. 259–288.
- 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.
- Sethian J.A., Popovici A.M. 3-D travelttime computation using the fast marching method // Geophysics. 1999. Vol. 64, N 2. P. 516–523.
- Virieux J., Farra V. Ray tracing in 3D complex isotropic media: An analysis of the problem // Geophysics. 1991. Vol. 56, N 12. P. 2057–2069.
- Xu T., Li F., Wu Z., Wu C., Gao E., Zhou B., Zhang Z. A successive three-point perturbation method for fast ray tracing in complex 2D and 3D geological models // Tectonophysics. 2014. Vol. 627. 10 p.
- Yang W. A Basical study on two-point seismic ray tracing // 2003. 8 p.

Статья поступила в редакцию 04.10.2022,  
одобрена после рецензирования 02.11.2022,  
принята к публикации 26.01.2023

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 556.332.46 : 550.8.014

### ИССЛЕДОВАНИЯ КИНЕТИКИ РЕАКЦИЙ РАСТВОРЕНИЯ ГИПСОАНГИДРИТОВ В ВОДЕ НА НАЧАЛЬНЫХ СТАДИЯХ

**Алексей Львович Лебедев<sup>1</sup>✉, Ирина Викторовна Авилина<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; aleb.104a@yandex.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; avili7@yandex.ru

**Аннотация.** Экспериментальные исследования кинетики растворения гипсоангидритов в воде (25 °C;  $P = 0,1$  МПа) позволили сформулировать модель процесса в виде системы уравнений кинетики растворения гипса и ангидрита (1-го и 2-го порядка соответственно). Оказалось, что расчетные значения лучше соответствуют опытным данным с учетом влияния одноименного иона на растворимость гипса и ангидрита и изменение величины их удельной реакционной поверхности.

**Ключевые слова:** гипс, ангидрит, скорость реакции растворения, растворимость

**Для цитирования:** Лебедев А.Л., Авилина И.В. Исследования кинетики реакций растворения гипсоангидритов в воде на начальных стадиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 6. С. 179–181.

### STUDIES OF THE KINETICS OF THE REACTIONS OF DISSOLUTION OF GYPSUM-ANHYDRITE ROCKS IN WATER OF THE INITIAL STAGES

**Alexey L. Lebedev<sup>1</sup>✉, Irina V. Avilina<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; aleb.104a@yandex.ru

<sup>2</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; avili7@yandex.ru

**Abstract.** Experimental studies of the kinetics of dissolution of gypsum-anhydrite rocks in water (25 °C;  $P = 0,1$  MPa) made it possible to formulate a process model in the form of a system of equations for the kinetics of dissolution of gypsum and anhydrite (of the first and second order, respectively). The calculated values turned out to be more comparable with the experimental data, taking into account the common-ion effect on the solubility of gypsum and anhydrite, and changes in their values of the specific reaction surface.

**Key words:** gypsum, anhydrite, dissolution rate, solubility

**For citation:** Lebedev A.L., Avilina I.V. Studies of the kinetics of the reaction of dissolution of gypsum-anhydrite rocks in water of the initial stages. *Moscow University Geol. Bull.* 2022; 6: 179–181. (In Russ.).

**Введение.** Скорость процесса растворения пород, целиком сложенных гипсом и ангидритом (т. е. гипсоангидритов), практически не изучена. Для объяснения процессов растворения и гидратации ангидрита в воде используется несколько расчетных схем: растворение ангидрита + осаждение гипса из пересыщенного раствора и/или диффузия молекул воды в кристаллическую решетку ангидрита [Печеркин, 1986; Serafeimidis, Anagnostou, 2013].

В предыдущих исследованиях рассматривалась вся область протекания реакций растворения гипса, ангидрита и осаждения гипса [Лебедев, Авилина, 2019]. Модель процесса представляли в виде общего уравнения кинетики реакции растворения и осаждения этих минералов, в котором величины удельной реакционной поверхности ( $S'$ ) задавали постоянными значениями от времени ( $t$ ). Цель нашей работы — определение параметров кинетики растворения гипсоангидритов в воде на начальной стадии

протекания их реакций (25 °C) с учетом изменения величины  $S'$  гипса и ангидрита.

**Теоретические предпосылки.** Считается, что проникновение компонентов насыщенного гипсом раствора в кристаллическую структуру ангидрита происходит в 3–5 последовательных стадий. На первых стадиях формируется пленочный раствор, на заключительных — образуется гипсовый слой на поверхности ангидрита [Печеркин, 1986; Serafeimidis, Anagnostou, 2013].

Предполагалось, что в ненасыщенном относительно гипса растворе первый этап процесса растворения гипсоангидритов в воде можно представить как совокупность процессов растворения гипса и ангидрита (пренебрегая его трансформацией в гипс):

$$R_1 = \frac{V}{S'} \frac{dC_1}{dt} = k_1(C_{m1} - C_1) \frac{S'_1}{S'}, \quad (1)$$

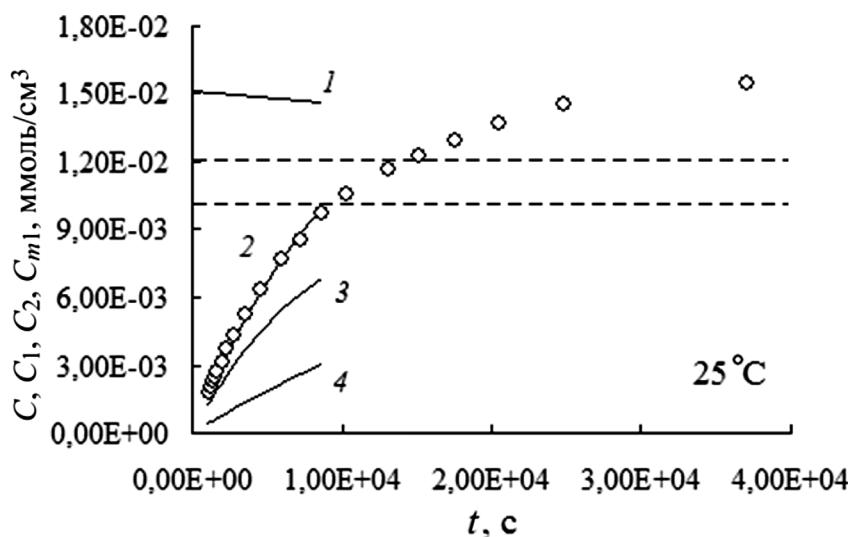


Рис. 1. Зависимость концентрации растворенного компонентного состава гипсоангидритов в воде от времени ( $t$ ). Маркеры — экспериментальные данные. Сплошные линии — расчетные значения: 1 —  $C_{m1}(t)$ , 2 —  $C(t)$ , 3 —  $C_1(t)$ , 4 —  $C_2(t)$ . Штриховые линии — границы предполагаемых реакционных механизмов скорости растворения и выщелачивания ангидрита и/или гипса

$$R_2 = \frac{V}{S'} \frac{dC_2}{dt} = k_2 (C_{m2} - C_2)^2 \frac{S'}{S'} \quad (2)$$

с общей концентрацией ионов  $\text{Ca}^{2+}$  в растворе ( $C = C_1 + C_2$ ), где  $C_{m2}$  — концентрация насыщения ионов  $\text{Ca}^{2+}$  в растворе,  $V$  — объем раствора. Для учета изменений величины  $S'$  ( $S' = \xi S$ ,  $\xi$  — фактор шероховатости,  $S$  — геометрическая площадь поверхности минерала) система уравнений (1)–(2) дополняется зависимостями вида  $\xi_{1,2} = \xi_{1,2}(C)$ . Индексы 1–2 характеризуют величины  $C$ ,  $C_{m2}$ ,  $k$ ,  $\xi$  и  $S'$  при растворении гипса (1) и ангидрита (2) соответственно.

В результате решения системы уравнений (1) и (2) рассчитывается значение величины  $k_2$ . Предполагается, что с учетом  $k_1$ ,  $k_2$  становится возможно составить модель процесса гидратации ангидрита в целом.

**Материалы и методы исследований.** Использована термостатированная ячейка ( $V=89$  мл,  $25^\circ\text{C}$ ), на дне которой размещали образец породы ( $S=9,62 \text{ cm}^2$ ). Раствор перемешивали мешалкой. Для регистрации кинетических кривых применяли метод кондуктометрии. Образцы для опытов: Р1ir, плотная порода бледно-голубого цвета с гетероген-

но-блоковой текстурой, содержание гипса и ангидрита 7 и 90 масс.% соответственно, т. е.  $S_1=0,67 \text{ cm}^2$ ,  $S_2=8,66 \text{ cm}^2$ . Более подробно установка и методика проведения опытов описаны в работе [Лебедев, 2015].

Основа для обработки опытных данных — начальный участок численной зависимости вида  $C(t)$  ( $C \leq 0,01 \text{ ммоль}/\text{cm}^3$ , рис. 1). Гипс растворяется значительно быстрее, чем ангидрит. Полагали, что  $S_1'$  уменьшается, а  $S_2'$  увеличивается (рис. 2, а, б), а изменения величин  $S_1'$  и  $S_2'$  находятся в обратно пропорциональной зависимости ( $\Delta S_1' \approx \Delta S_2'$ ). С определенного момента времени кристаллы ангидрита вымываются в объем раствора (рис. 2, в, г). В этих условиях распространение фронта реакции соизмеримо с характерным размером зерен ( $d$ , рис. 2, б). Помимо диапазон значений  $\xi_1$  приблизительно равен  $8 \div 12$  [Лебедев, 2015]. Поэтому в начале опыта  $\xi_{1,2}=12$ , а  $\Delta S'$  оценивали по изменению  $\xi_1$  от 12 до 7 в пределах расчетного участка ( $C \leq 0,01 \text{ ммоль}/\text{cm}^3$ , рис. 1).

При  $C=0 \text{ ммоль}/\text{cm}^3$ ,  $S_1'=\xi_1 \cdot S_1=12 \cdot 0,67=8,04 \text{ cm}^2$ , а при  $C=0,01 \text{ ммоль}/\text{cm}^3$  —  $S_1'=7 \cdot 0,67=4,69 \text{ cm}^2$ . Таким образом,  $\Delta S_1'=8,04 \div 4,69=3,35 \text{ cm}^2$  и  $\xi_1=12 \div 416,67 \cdot C$ . Аналогичным образом рассчитывали величину  $S_2'$  ( $\xi_2=12+416,67 \cdot C$ ).

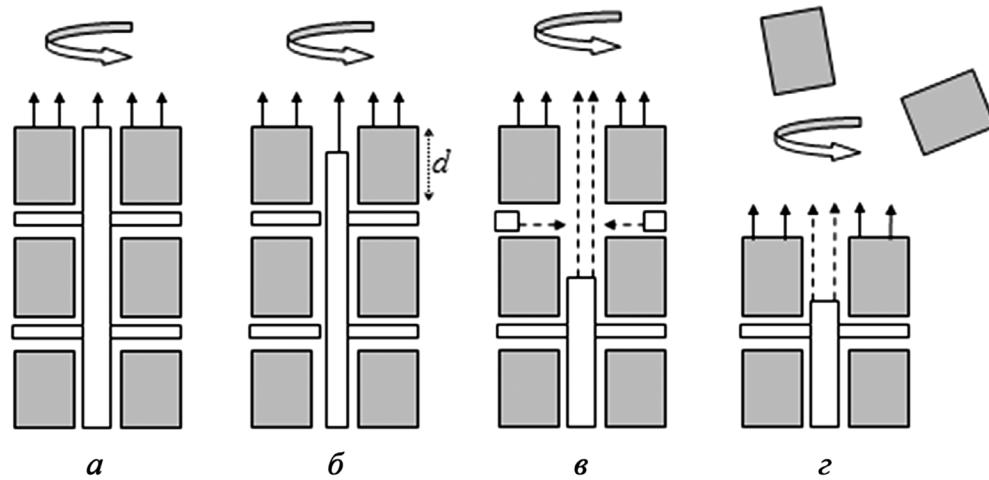
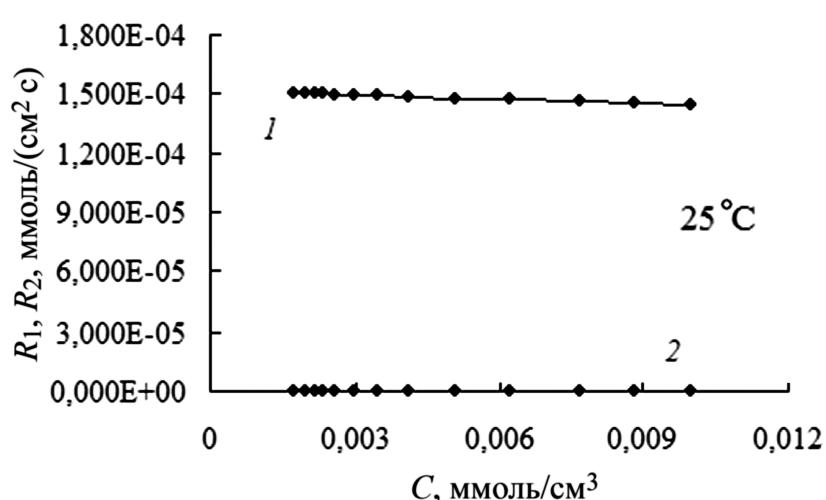


Рис. 2. Схема процессов растворения поверхности гипсоангидритов с водой (а, б) и выщелачивания гипса из порового пространства гипсоангидритовых пород (в, г). Закрашенные блоки — ангидрит, незакрашенные — гипс. Фигурные стрелки — перемешивание раствора. Сплошные линии со стрелками — результат протекания гетерогенных химических реакций на поверхности гипса и ангидрита, стрелки со штрихом — выщелачивание реагентов и продуктов реакции растворения гипса через слой ангидрита

Рис. 3. Зависимости  $R_1$  и  $R_2$  от  $C$ . Маркеры — расчетные значения: 1 —  $R_1 = 1,52 \cdot 10^{-4}$  —  $7,41 \cdot 10^{-4} \cdot C$ ; 2 —  $R_2 = 3,61 \cdot 10^{-7}$  —  $1,14 \cdot 10^{-5} \cdot C$  (коэффициент корреляции 0,9996 и 0,9993 соответственно)



Равновесный компонентный состав раствора рассчитывали по программе HCh [Шварцов, 2008]. По результатам расчетов стабильная фаза — гипс (ангибит — метастабильная фаза), а  $C_{m1}=0,012 \text{ ммоль}/\text{см}^3$ . Растворимость ангибита в воде ( $C_{m2}$ ) определяли с учетом данных работы [Kontrec et al., 2002]: влияние одноименных ионов на величину  $C_{m2}$  предполагалось минимальным ( $C_{m2}=0,0194 \text{ ммоль}/\text{см}^3$ ).

При обработке результатов решали прямые и обратные задачи на основе авторских алгоритма и программы, разработанных с использованием программ библиотеки НИВЦ МГУ ([num-anal.srcc.msu.ru/lib\\_na/cat/cat1222.htm](http://num-anal.srcc.msu.ru/lib_na/cat/cat1222.htm), [num-anal.srcc.msu.ru/lib\\_na/cat/cat81.htm](http://num-anal.srcc.msu.ru/lib_na/cat/cat81.htm)) — минимизация методом Розенброка и численное решение задачи Коши методом Рунге–Кутта 4-го порядка [Арушанян и др., 1988].

**Результаты исследований и их обсуждение.** Обработка опытных данных в виде зависимостей  $C(t)$  показала, что использование системы уравнений (1)–(2) для модельного представления кинетики растворения гипсоангидритов в воде вполне оправданно ( $25^\circ\text{C}$ ;  $C < 0,01 \text{ ммоль}/\text{см}^3$ , рис. 1). Расчитанные значения величины  $C$  наиболее близки экспериментальным данным с учетом значений:  $k_1 = 9,64 \cdot 10^{-4} \text{ см}/\text{с}; C_{m1} = 0,0151 - 0,1598 \cdot C_2, \text{ммоль}/\text{см}^3; C_{m2} = 0,0194 \text{ ммоль}/\text{см}^3; r_1 = 1; r_2 = 2; \xi_{1,2} = \xi_{1,2}(C)$  (рис. 1). При  $25^\circ\text{C}$   $k_2 = 0,00095 \text{ см}^4/(\text{ммоль} \cdot \text{с}) = 0,00095 \cdot 0,0194^2 = 3,57 \cdot 10^{-7} \text{ ммоль}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ . Это зна-

чение оказалось сходным с данными [Serafeimidis, Anagnostou, 2013] ( $0,4 \cdot 10^{-6} \text{ ммоль}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ ) и значительно более низким, чем в предыдущем исследовании:  $k_2 = 0,005 \text{ см}^4/(\text{ммоль} \cdot \text{с})$  [Лебедев, Авилина, 2019].

Результаты расчетов  $C_1$  и  $C_2$  указывают на область ненасыщенных гипсом растворов (рис. 1), т. е. предпосылка о незначительном влиянии гелебразного слоя на поверхности зерен ангибита на его растворение вполне оправданна. Скорость растворения гипсоангидритов определяется скоростью процесса растворения гипса:  $R_1 > R_2$  и  $k_1 > k_2$  — на несколько порядков (рис. 3),  $C_1 > C_2$  — на 56% (рис. 1). Линейный характер зависимостей  $R_1(C)$ ,  $R_2(C)$  и незначительные изменения  $R_1$  и  $R_2$  (на 4 и 28% соответственно) указывают на целесообразность использования средних значений  $R_1$  и  $R_2$  при приближенных расчетах скорости растворения гипсоангидритов.

**Заключение.** Модель кинетики растворения гипсоангидритов в воде на границе раздела фаз в виде системы двух уравнений (1) и (2) ( $C \leq 0,01 \text{ ммоль}/\text{см}^3; k_2 \approx 0,00095 \text{ см}^4/(\text{ммоль} \cdot \text{с}); 25^\circ\text{C}$ ) удовлетворительно описывает опытные данные с учетом влияния одноименного иона на растворимость гипса и изменения величины удельной реакционной поверхности минералов.

**Благодарности.** Авторы выражают искреннюю признательность М.В. Борисову за ценные замечания и консультации при оценке равновесного компонентного состава раствора.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арушанян О.Б., Богомолов Н.А., Бондаренко Н.В. и др. Конструирование библиотек программ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 106 с.

Лебедев А.Л. Кинетика растворения гипса в воде // Геохимия. 2015. № 9. С. 828–841.

Лебедев А.Л., Авилина И.В. Экспериментальные исследования кинетики растворения гипсоангидритов в воде // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 3. С. 93–96.

Печеркин А.И. Геодинамика сульфатного карста. Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 1986. 172 с.

Шварцов Ю.В. HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 898–903.

Kontrec J., Kralj D., Brecevic L. Transformation of anhydrous calcium sulphate into calcium sulphate dihydrate in aqueous solutions // J. Crystal. Growth. 2002. Vol. 240. P. 203–211.

Serafeimidis K., Anagnostou G. On the time-development of sulphate hydration in anhydritic swelling rocks // Rock Mech. Rock Eng. 2013. Vol. 46. P. 619–634.

Статья поступила в редакцию 03.05.2022, одобрена после рецензирования 08.06.2022, принята к публикации 26.01.2023

## УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ И МАТЕРИАЛОВ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ в 2022 г.

	№	С.
Аверкина Т.И., Правикова Н.В. Учебная геоинформационная система для анализа опыта инженерно-геологических изысканий .....	5	137
Агибалов А.О., Зайцев В.А., Мануилова Е.А., Сенцов А.А. Выделение сейсмически активных участков Воронежской антеклизы геоморфологическими и тектонофизическими методами .....	2	3
Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Физическое моделирование взаимодействия спредингового хребта с крупной магматической провинцией Кергелен .....	5	19
Алешина А.Р., Дроздова О.Ю., Лапицкий С.А. Изменение форм нахождения металлов при фотохимическом окислении органоминеральных соединений в болотных и речных водах .....	4	157
Ахиярова Е.Р. Методические подходы к построению низкочастотной модели для целей сейсмической инверсии в интервале доюрского основания Западной Сибири .....	4	131
Бабина Е.О., Калмыков Г.А., Ступакова А.В., Мордасова А.В., Коробова Н.И., Хотылев О.В., Шарданова Т.А., Хромова Е.В., Гилаев Р.М. Анализ геометрии и прогноз природных резервуаров в нижнемеловых клиноформах в северной части Приобского месторождения .....	4	111
Барановская Е.И., Харитонова Н.А., Филимонова Е.А., Краснова Е.А., Маслов А.А. Новые данные о химическом и изотопном (H, O, C, N) составе минеральных вод Ессентукского месторождения .....	5	120
Баскакова Г.В., Васильева Н.А., Никишин А.М., Доронина М.С., Ихсанов Б.И. Выделение основных тектонических событий по данным 2D-3D сейсморазведки в Восточно-Черноморском регионе .....	4	21
Борисов М.В., Бычков Д.А., Шваров Ю.В., Лубкова Т.Н. Процессы гидротермального жильного свинцово-цинкового рудообразования: геохимические данные и термодинамические модели .....	3	26
Брянцева Г.В., Сим Л.А. Новейшие структуры и неотектонические напряжения в центральной части Чукотского полуострова .....	2	11
Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К. Алмазы трубки Удачная: изменение характеристик с глубиной и постмагнитная эволюция .....	3	45
Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Гаранин В.К. Алмазы из россыпи Эбелях (Анабар, Якутия): новые данные о их разделении по первоисточникам .....	4	84
Габдуллин Р.Р. Палеоклиматические реконструкции методом высокоточной циклической корреляции на примере разрезов мезозоя–кайнозоя Северной Евразии .....	6	23
Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Бакай Е.А., Полудеткина Е.Н., Сыромятников К.В., Казуров М.Д., Мигранов И.Р., Бордунов С.И., Устинова М.А., Ростовцева Ю.И., Мамонтов Д.А., Бадулина Н.В., Иванов А.В. Литолого-геохимическая и палеогеографическая характеристика мезозойско-кайнозойских отложений Енисей-Хантанского прогиба .....	6	46
Герасимов В.Ю., Ульянов А.А., Снежко В.А., Мозар Д., Лаврищев В.А., Газеев В.М., Гурбанов А.Г. Цирконометрия юрских базальтов Гойтхской вулканической области Западного Кавказа .....	1	35
Гоев А.Г. Первые результаты моделирования глубинного скоростного строения восточной окраины протократона Сарматия по данным сейсмической станции «Александровка» методом продольных функций приемника .....	6	88
Гурбанов А.Г., Кошуг Д.Г., Газеев В.М., Лексин А.Б., Вяткин С.В., Докучаев А.Я. Эльбрусский вулканический центр: новые возможности ЭПР для определения возраста пород .....	3	61
Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслов М.Ю. Внедрение становских офиолитов Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра по геологическим данным и результатам численного моделирования .....	1	3
Ершов С.Е., Нерсесов С.В., Соколовский Р.А., Дорошенко А.А., Ершов А.В., Карымова Я.О. О возможности сохранения реликтовых гидратов ниже зоны стабильности в низкопроницаемых пластах березовской свиты на севере Западной Сибири .....	3	37
Зайцев В.А. Geochemical functions — надстройка для обработки минералого-геохимических данных в Microsoft Excel .....	3	54
Зорин Н.И., Бобачев А.А. Переходный импеданс емкостных электродов и стелющихся линий .....	4	138
Зубкова Н.В., Пеков И.В., Чуканов Н.В., Ксенофонтов Д.А., Япакурт В.О., Бритвин С.Н., Пущаровский Д.Ю. Новый сульфамат Cu <sub>5</sub> (OH) <sub>5</sub> [SO <sub>3</sub> (NH <sub>2</sub> )] — продукт техногенного изменения медных сульфидов .....	5	3
Зыков Д.С., Полешук В., Котова Е.А., Агибалов А.О., Мануилова Е.А., Хмаренко А.А., Закономерности строения Мозырского соляного криптодиапира (Гомельская область, Республика Беларусь) .....	5	28
Казак Е.С., Казак А.В., Родькина И.А., Харитонова Н.А. Ионообменная способность пород баженовской свиты в центральной и южной частях Нижневартовского свода Западной Сибири .....	2	101
Казак Е.С., Родькина И.А., Сорокоумова Я.В. Лабораторные методы определения водосодержания низкопроницаемых пород-коллекторов .....	6	56
Казак Е.С., Филимонова Е.А., Преображенская А.Е. Микро- и нанопластик в природных водах России и проблемы его определения .....	6	110

	№	С.
Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И., Усманова Ш.В., Тевелев А.В. Минералого-геохимические особенности месторождения Ёшлик (Алмалык-Ангренский горнорудный район, Узбекистан) .....	5	95
Каюкова Е.П., Филимонова Е.А. Качество пресных подземных вод Горного Крыма (долина р. Бодрак) .....	1	79
Киреева Т.А., Корзун А.В. Новые данные о повышенном содержании бария в пластовых водах нижнемеловых и юрских отложений Красноленинского свода (Западная Сибирь) .....	6	124
Константиновская Р.Л., Гоев А.Г., Данилова Т.В. Возможные последствия воздействия техногенных сейсмических событий на геологическую среду центральной части Восточно-Европейской платформы по данным малоапертурной сейсмической группы «Михнево» .....	6	95
Копаевич Л.Ф., Бугрова Э.М., Латыпова М.Р., Гусев А.В., Калмыков Г.А., Калмыков А.Г. Фораминиферы из глинистой пульпы грязевого вулкана Шуго (Таманский полуостров) .....	3	3
Королев В.А., Трофимов В.Т. К построению общей классификации континентальных эколого-геологических систем	1	54
Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Жигалин А.Д., Архипова Е.В., Анисимова О.В. Новейшие структуры и сейсмичность Загроса .....	5	9
Короновский Н.В., Мышенкова М.С. Вулкан Эльбрус без ледникового покрова .....	6	3
Коршунов Д.М., Мурдмаа И.О., Щербаков В.Д. Петрография вулкано-эдафогенного грубообломочного материала из трансформного разлома Вима (Центральная Атлантика) .....	6	83
Котов П.И., Исаев В.С., Оспенников Е.Н., Шибилия Е.П. Прогноз температурного режима насыпи Северной железной дороги (в тундровой зоне у станции Хановей) .....	2	49
Крылов О.В., Лубнина Н.В., Владов М.Л.. Модин И.Н., Брянцева Г.В., Косевич Н.И., Паленов А.Ю., Скobelев А.Д., Гущин А.И., Осадчий В.О., Евстигнеев В.П., Фадеев А.А. Создание учебного полигона по комплексному геолого-геофизическому изучению трещиноватости в пределах Юго-Западного Крыма (мыс Фиолент, Гераклейское плато) .....	6	152
Крылов И.О., Никулин И.И., Самсонов А.А. Коршунов Д.М., Вильданов Д.И. Индикативные особенности состава плагиоклаза на западном фланге Октябрьского месторождения по данным инфракрасной спектроскопии .....	2	27
Куницына И.В., Никишин А.М., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Костенко О.В. Тектоностратиграфия и история геологического развития Северо-Каспийской складчато-надвиговой зоны .....	5	35
Кушнарев П.И., Самсонов А.А. Типизация золоторудных месторождений для целей оценки и разведки .....	4	43
Липатникова О.А., Лубкова Т.Н., Яблонская Д.А., Филатова О.Р. Геохимическая характеристика вод родников Пушкинского района Московской области .....	6	129
Лубкова Т.Н., Липатникова О.А., Филатова О.Р., Балыкова И.В. Рентгенофлуоресцентный анализ сульфат-иона в водных растворах по методу высущенной капли с использованием портативного спектрометра .....	2	59
Лыгина Е.А., Правикова Н.В., Чижова Е.Р., Тверитинова Т.Ю., Яковишина Е.В., Никишин А.М., Коротаев М.В., Тевелев А.В., Краснова Е.А., Косоруков В.Л., Самарин Е.Н. Эоценовая сейсмичность и палеогеография Центрального Крыма .....	5	68
Лямина Л.А., Харитонова Н.А., Растворгувев А.В., Челноков Г.А., Брагин И.В. Концептуальная модель формирования азотных термальных вод в кристаллических массивах пород (на примере месторождения Кульдур) .....	2	78
Макеев В.М., Пикулик Е.А., Карфидова Е.А., Агибалов А.О. Четвертичная тектоника и геодинамика Московского региона .....	2	19
Меренкова С.И., Калмыков Г.А., Габдуллин Р.Р., Карпова Е.В., Пузик А.Ю., Бадьянова И.В., Волкова М.А., Казымов К.П. Условия формирования кремнистых пород нижнего–среднего кембрия на юго-востоке Сибирской платформы .....	6	71
Назарова В.М., Кирилишина .М., Кононова Л.И., Карпова Е.В., Демьянков С.С. Модель конодонтовых биофаий мелководных палеообстановок франского яруса (поздний девон) .....	6	35
Нурисламов А.И., Растворгувев А.В. Моделирование реабилитации водоносных горизонтов от линз нефтепродуктов	2	68
Окуневич В.С., Баюк И.О. Петрофизическое моделирование пород доманиковой формации как основа интерпретации сейсмических данных .....	4	149
Пилипенко О.В., Ростовцева Ю.В., Сальная Н.В. Палеомагнетизм тарханских отложений разреза урочища Скеля (Керченский полуостров) .....	4	62
Пунанова С.А. Особенности микроэлементного состава углеродсодержащих формаций .....	4	93
Пущаровский Д.Ю. Современная кристаллография: полезна ли она наукам о Земле? .....	1	3
Родина Е.А., Никишин А.М., Старцева К.Ф., Посаментьер Г.У. Формы проявления мелового вулканизма и интрузивного магматизма в районе поднятия Менделеева (Арктический океан) по данным сейсморазведки .....	4	3
Родькина И.А., Казак Е.С. Связанная вода в породах базеновской свиты до и после экстракции углеводородов .....	1	71
Сивков Д.В., Читалин А.Ф. Закономерности распределения золотоносных прожилков в штокверках центральной части месторождения Дражное (Восточная Якутия) .....	2	40
Сорокин В.М., Янина Т.А., Романюк Б.Ф. Новые находки карангатских отложений в восточной части Черного моря	5	113

№ С.

Спиридонов Э.М., Иванова Ю.А., Наумов Д.И., Коротаева Н.Н., Серова А.А. Норильское рудное поле: новая метаморфогенно-гидротермальная ассоциация — беспримесные звягинцевит и серебро, хибингит, Mn-хибингит, сидерит, сфалерит и фосгенит в магматогенных пусторанитовых рудах .....	3	70
Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Замотина З.С., Терехина Я.Е. Роль ледникового и литодинамического факторов в формировании осадочного чехла пролива Великая Салма (Белое море) .....	1	62
Старостин И.А., Гирфанов М.М., Ярцев Е.И. Геологическое строение, метасоматическая и скрытая минералогическая зональность медно-порфирового месторождения Кызык-Чадр (Республика Тыва) .....	5	90
Степанов П.Ю., Гоманюк Ю.А. Математическое моделирование кинематики сейсмических волн в сложнопостроенных средах .....	6	167
Судакова М.С., Брушков А.В., Великин С.А., Владов М.Л., Зыков Ю.Д., Неклюдов В.В., Оленченко В.В., Пушкарев П.Ю., Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Царев А.М. Геофизические методы в геокриологическом мониторинге .....	6	141
Суханова Т.В., Стафеев А.Н., Макарова Н.В. Роль Семилуки-Липецкого разлома в новейшей структуре восточного склона Воронежского поднятия .....	6	13
Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Закономерности распределения гранулометрических типов современных донных осадков и органического углерода по глубине в западной части Баренцева моря .....	4	51
Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Основные факторы седиментогенеза и раннего диагенеза в донных осадках Карского моря на основе методов математической статистики .....	5	99
Тевелев А.В., Борисенко А.А., Соболев И.Д., Казанский А.Ю., Правикова Н.В., Коптев Е.В., Володина Е.А., Червяковский В.С. Ареал проявления внутривизейской фазы тектоногенеза в восточной зоне Южного Урала (по данным U-Pb датирования дегритовых цирконов из солнечной толщи верхнего визе) .....	5	47
Ульяхин А.В., Новиков И.В., Иванов А.В., Габдуллин Р.Р. Палеогеографические условия формирования богдинской свиты (нижний триас, Прикаспийская синеклиза) .....	5	78
Чистяков А.А., Котцова А.К., Швалюк Е.В., Зита Л.Х.П. Физико-химические факторы миграции глинистых частиц и кольматации коллекторов .....	4	104
Широкова Т.П., Лыгин И.В., Соколова Т.Б. Особенности сейсмогравитационного моделирования в разных физико-геологических ситуациях .....	1	42
Шустер В.Л., Тюкавкина О.В., Шелепов В.В. Повышение эффективности обработки результатов исследований фильтрационно-емкостных параметров коллектора при моделировании сложнопостроенных залежей нефти .....	2	91
Шустер В.Л., Тюкавкина О.В., Шелепов В.В., Капитонова И.Л. Оценка перспектив нефтегазоносности дюрских и юрских отложений в центральной части Западно-Сибирской плиты .....	4	77
Эпштейн О.Г., Дlugач А.Г., Старовойтов А.В. Позднеледниковые гляциоморские и голоценовые морские отложения в восточной части Баренцева моря: строение, состав, мощность, условия образования .....	3	83
Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Копаевич Л.Ф., Краснова Е.А., Нетреба Д.А. О границе туронского и коньякского ярусов Северо-Западного Кавказа .....	4	34
Яковишина Е.В., Гречихина Н.О., Бордунов С.И., Копаевич Л.Ф. Маастрихтский разрез горы Кыз-Кермен (Горный Крым): биостратиграфия, условия седиментации и палеогеография .....	5	57
Ян Х., Соболева Е.В. Роль триасовых нефтегазоматеринских пород в формировании скоплений нефти во впадине Фукан (Китай) .....	3	17
<b>Краткие сообщения</b>		
Лебедев А.Л., Авилина И.В. Исследования кинетики реакций растворения гипсоангидритов в воде на начальных стадиях .....	6	179
<b>История науки</b>		
Мазарович А.О., Тверитинова Т.Ю., Гущин А.И. Олег Александрович Мазарович — представитель одной из известных геологических династий России (к 100-летию со дня рождения) .....	4	164

**УЧРЕДИТЕЛИ:**

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;  
геологический факультет МГУ

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:**

**Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ** — главный редактор, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН  
**Н.Н. ЕРЕМИН** — зам. главного редактора, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН  
**А.В. БОБРОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Р.Р. ГАБДУЛЛИН** — ответственный секретарь, кандидат геолого-минералогических наук, доцент  
**И.М. АРТЕМЬЕВА** — профессор Университета Копенгагена, Дания  
**А.Б. БЕЛОНОЖКО** — профессор Университета Стокгольма, Швеция  
**М.В. БОРИСОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.В. БРУШКОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.А. БУЛЫЧЕВ** — доктор физико-математических наук, профессор  
**М.Л. ВЛАДОВ** — доктор физико-математических наук, профессор  
**Т.В. ГЕРЯ** — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)  
**М.С. ЖДАНОВ** — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США  
**Н.В. КОРОНОВСКИЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Д.Г. КОЩУГ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.В. ЛОПАТИН** — доктор биологических наук, профессор  
**А.М. НИКИШИН** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.Р. ОГАНОВ** — профессор Университета Стони-Брук, США  
**А.Л. ПЕРЧУК** — доктор геолого-минералогических наук  
**С.П. ПОЗДНЯКОВ** — доктор геолого-минералогических наук  
**Ю.В. РОСТОВЦЕВА** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**В.И. СТАРОСТИН** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.В. СТУПАКОВА** — доктор геолого-минералогических наук, доцент  
**В.Т. ТРОФИМОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**И.В. ШПУРОВ** — доктор технических наук

Редактор **Р.Р. ГАБДУЛЛИН**

**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 26.01.2023. Формат 60×90<sup>1</sup>/8.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 23,0. Уч.-изд. л. 21,5. Тираж экз.

Изд. № 11999. 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»)**

---