Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4 **ГЕОЛОГИЯ** **ТОМ 63 • № 5 • 2024 • СЕНТЯБРЬ–ОКТЯБРЬ**

Издательство Московского университета *Выходит один раз в два месяца*

СОДЕРЖАНИЕ

Никишин А.М., Алёшина К.Ф., Родина Е.А., Артемьева И.М., Фоулджер Дж.Р., Посаментьер Х.У. Канадский бассейн Арктического океана: модели геологического строения, истории и геодинамики формирования. 3

Захаров В.С., Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Геодинамическая природа метаморфической зональности Северо-Западного Таймыра: результаты численного моделирования и геолого-петрологические данные 23

Барабошкин Е.Ю. О малоизвестном аммоните *Ammonites cabardinense* Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876 из верхнемеловых отложений Кавказа. 34

Беляев М.О., Коротаев М.В. Кинематическая реконструкция формирования структур складчато-надвигового пояса Субандино (Боливия) 39

Коротаев М.В, Правикова Н.В., Никишин А.М. Трехмерная модель тепловой истории Южно-Чукотского бассейна 51

Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Коротаев М.В., Копаевич Л.Ф., Одинцова А.А., Митрофанова Н.О., Краснова Е.А. Палеообстановки и биостратиграфия маастрихта разреза реки Дарья (Северный Кавказ) 58

Яковишин С.Ю., Бордунов С.И., Гусев А.В., Яковишина Е.В., Машкина Ю.А. Обстановки осадконакопления и коллекторские свойства фанарского горизонта нижнего мела Северо-Западного Кавказа. 73

Коточкова Ю.А., Балушкина Н.С., Богатырева И.Я., Калмыков Г.А. Условия формирования волжских радиоляритовых отложений в Баженовском эпиконтинентальном морском бассейне 83

Большакова М.А., Кувинов И.В., Макарова Е.Ю., Зотова П.Г., Бычков А.Ю., Пронина Н.В., Козлова Е.В., Натитник И.М., Мальцев В.В., Савельева Е.В., Скорев В.Б. Экспериментальное моделирование генерации нефти породами, обогащенными органическим веществом континентального происхождения. 91

Гоипов А.Б., Ахмадов Ш.И., Тевелев А.В., Мусахонов З.М., Мирсаяпов Р.И. Применение инновационных методик спектрального и структурного дешифрирования для решения геологических задач и поиска месторождений (на примере Ауминзатау-Бельтауского рудного района Республики Узбекистан) 104

Борисов М.В., Бычков Д.А., Шваров Ю.В., Лубкова Т.Н. Термодинамические модели переотложения вещества свинцово-цинковых рудных жил на карбонатном барьере при повторной активизации гидротермальных процессов. 116

Салаватова Д.С., Бычков Д.А., Фяйзуллина Р.В., Кулешова М.Л., Шимко Т.Г. Особенности адсорбции ртути (II) на песчано-гелевом материале. 124

Еремин М.Д., Перчук А.Л, Захаров В.С., Геря Т.В. Петролого-термомеханическое моделирование северного сегмента камчатской зоны субдукции: термальная структура, дегидратация и магматизм 130

Барановская Е.И., Харитонова Н.А., Челноков Г.А., Ермаков А.В. Изотопно-гидрогеохимическая характеристика термоминеральных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна 142

Гусаревич П.Е., Томасенко С.В., Хамидулин Р.А. Влияние технологических жидкостей на продуктивность яранских отложений (D3jar) Лыжско-Кыртаельского вала. 157

Трофимов В.Т., Барабошкина Т.А., Николаева С.К. Ресурсный потенциал эколого-геологических систем массивов намывных грунтов 164

Русакова М.-А., Дроздова О.Ю., Лапицкий С.А. Изменение свойств гуминовых кислот под высокотемпературным воздействием 175

CONTENTS

Nikishin A.M., Aleshina K.F., Rodina E.A., Artemeva I.M., Foulger G.R., Posamentier H.W. Canada Basin (Arctic Ocean): models of geologic structure, history and geodynamics of formation 3

Zakharov V.S., Demina L.I., Promyslova M.Yu. Geodynamic nature of Northwestern Taimyr metamorphic zonality: results of numerical modeling and geology-petrological data 23

Baraboshkin E.Yu. On the poorly known ammonite *Ammonites cabardinense* Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876 from the Upper Cretaceous of the Caucasus 34

Belyaev M.O., Korotaev M.V. Kinematic restoration of Subandino thrust-fold beld (Bolivia) 39

Korotaev M.V., Pravikova N.V., Nikishin A.M. 3D thermal model of South Chukchi basin 51

Yakovishina E.V., Bordunov S.I., Korotaev M.V., Kopaevich L.F., Odintsova A.A., Mitrofanova N.O., Krasnova E.A. Paleoenvironments and biostratigraphy of Maastrichtian section of Darya river (Nothern Caucasus). 58

Yakovishin S.Yu., Bordunov S. I., Gusev A.V., Yakovishina E.V., Mashkina .A. Sedimentation environments and reservoir properties of Fanar Horizon of the Lower Cretaceous of the Northwestern Caucasus 73

Kotochkova Yu.A., Balushkina N.S., Bogatyreva I.Ya., Kalmykov G.A. Formation conditions of Volga radiolarian deposits in the Bazhenov marine basin 83

Bolshakova M.A., Kuvinov I.V., Makarova E.Ju., Zotova P.G., Bychkov A.Yu., Pronina N.V., Kozlova E.V., Natitnik I.M., Maltsev V.V., Savelieva E.V., Skorev V.B. Experimental Modeling of Oil Generation by Source Rocks Enriched with Continental Organic Matter 91

Goipov A.B., Akhmadov Sh.I., Tevelev A.V., Musakhonov Z.M., Mirsayapov R.I. Application of innovative methods of spectral and structural interpretation to solving geological problems and searching for deposits (based on the example of Auminzatau-Beltau ore district of the Republic of Uzbekistan). 104

Borisov M.V., Bychkov D.A., Shvarov Yu.V., Lubkova T.N. Thermodynamic models of redeposition of the substance of lead-zinc ore veins on the carbonate barrier during the re-activation of hydrothermal processes 116

Salavatova D.S., Bychkov D.A., Fiaizullina R.V., Kuleshova M.L., Shimko T.G. Features of mercury (II) adsorption on sand-gel material 124

Eremin M.D., Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V. Petrological-Thermomechanical Modeling of the Northern Segment of the Kamchatka Subduction Zone: Thermal Structure, Dehydration, and Magmatism 130

Baranovskaya E.I., Kharitonova N.A., Chelnokov G.A., Ermakov A.V. Isotope-hydrogeochemical features of the thermomineral waters of the Issyk-Kul artesian basin 142

Gusarevich P.E., Tomasenko S.V, Hamidullin R.A. The influence of technological fluids on productivity jaran deposits (D3jar) of the Lyzhsko-Kyrtaelsky uplift 157

Trofimov V.T., Baraboshkina T.A., Nikolaeva S.K. Resource potential of ecological and geological systems of alluvial soil arrays 164

Rusakova M.-A., Drozdova O.Yu., Lapitskiy S.A. The changes in the properties of humic acids under high temperature influence 175

© «Вестник Московского университета», 2024

УДК 550.8.01 550.85
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-3-22

КАНАДСКИЙ БАССЕЙН АРКТИЧЕСКОГО ОКЕАНА: МОДЕЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, ИСТОРИИ И ГЕОДИНАМИКИ ФОРМИРОВАНИЯ

Анатолий Михайлович Никишин[1]✉, Ксения Федоровна Алёшина[2], Елизавета Андреевна Родина[3], Ирина Михайловна Артемьева[4], Джиллиан Роуз Фоулджер[5], Хенри Уильям Посаментьер[6]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; amnikishin@gmail.com✉, https://orcid.org/0000-0002-5375-6237
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kfstartseva@gmail.com, https://orcid.org/0009-0000-6261-4110
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; rodina_liza@mail.ru, https://orcid.org/0009-0006-3381-7326
[4] Центр океанических исследований имени Гельмгольца ГЕОМАР, Киль, Германия; iartemieva@gmail.com, http://orcid.org/0000-0002-3207-2901
[5] Университет Дарема, Дарем, Великобритания; gillian.foulger@gmail.com, https://orcid.org/0000-0001-6943-6214
[6] Консультант, Калифорния, США; hposamen1@gmail.com, https://orcid.org/0000-0002-6891-631X

Аннотация. В Арктическом океане выделяются Амеразийский и Евразийский бассейны. Они разделены хребтом Ломоносова. В южной части Амеразийского бассейна расположен Канадский бассейн с меловой океанической и переходной корой. Севернее Канадского бассейна выделяется поднятие Альфа-Менделеева и сопряженные с ним глубоководные бассейны (Подводников, Макарова, Толля, Наутилус и Стефанссона). Поднятие Альфа-Менделеева и сопряженные бассейны имеют в разной степени измененную континентальную кору, и их главная эпоха формирования была около 125–90 млн лет назад (Ма). Обсуждается три модели формирования Канадского бассейна. Модель-1: сначала сформировался весь Амеразийский бассейн с океанической и переходной корой (до 125 Ма), потом формировалась область поднятия Альфа-Менделева как вулканическое образование на более ранней океанической коре (125–90 Ма). Модель-2: сначала сформировался Канадский бассейн (до 125 Ма), потом формировалась область поднятия Альфа-Менделеева и сопряженные бассейны как область значительного растяжения континентальной коры и магматизма (125–90 Ма). Модель-3: сначала над областью мантийного плюма сформировалась область поднятия Альфа-Менделеева и сопряженные бассейны (125–100 Ма), а затем по одной из ветвей континентального рифтинга начался спрединг переходной и океанической коры и образовался Канадский бассейн (100–70 Ма). Модель-1 наименее вероятна, так как сейчас доказано, что для поднятия Альфа-Менделеева характерна континентальная кора. Модели 2 и 3 могут рассматриваться как вероятные. По этим моделям Канадский бассейн формировался как задуговой бассейн Тихоокеанской зоны субдукции.

Ключевые слова: Арктика, Канадский бассейн, поднятие Альфа-Менделеева, задуговой бассейн, строение коры, сейсмостратиграфия, магматизм

Для цитирования: *Никишин А.М., Алёшина К.Ф., Родина Е.А., Артемьева И.М., Фоулджер Дж.Р., Посаментьер Х.У.* Канадский бассейн Арктического океана: модели геологического строения, истории и геодинамики формирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 3–22.

CANADA BASIN (ARCTIC OCEAN): MODELS OF GEOLOGIC STRUCTURE, HISTORY AND GEODYNAMICS OF FORMATION

Anatoly M. Nikishin[1]✉, Kseniya F. Aleshina[2], Elizaveta A. Rodina[3], Irina M. Artemeva[4], Gillian R. Foulger[5], Henry W. Posamentier[6]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; amnikishin@gmail.com✉, https://orcid.org/0000-0002-5375-6237
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kfstartseva@gmail.com, https://orcid.org/0009-0000-6261-4110
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; rodina_liza@mail.ru, https://orcid.org/0009-0006-3381-7326
[4] GEOMAR Helmholtz Center for Ocean Research, Kiel, Germany; iartemieva@gmail.com, http://orcid.org/0000-0002-3207-2901
[5] Durham University, Dept. Earth Sciences, Durham, U.K.; gillian.foulger@gmail.com, https://orcid.org/0000-0001-6943-6214
[6] Consultant, CA, USA; hposamen1@gmail.com, https://orcid.org/0000-0002-6891-631X

Abstract. In the Arctic Ocean, the Amerasia and Eurasia basins are recognized. They are separated by the Lomonosov Ridge. In the southern part of the Amerasia Basin is the Canada Basin with Cretaceous oceanic and transitional crust. The Alpha-Mendeleev Rise and its associated deep-water basins (Podvodnikov, Makarov, Toll, Nautilus, and Stefansson) lie to the north of the Canada Basin. The Alpha-Mendeleev Rise and associated basins

contain varying amounts of altered continental crust. Their major construction period was about 125–90 Ma. We discuss three models for formation of the Canadian Basin. Model-1: the entire Amerasia Basin with oceanic and transitional crust was formed first (before 125 Ma). This was followed by the Alpha-Mendeleev Rise region which formed as a volcanic formation on earlier oceanic crust (125–90 Ma). Model-2: the Canada Basin formed first (before 125 Ma). The Alpha-Mendeleev Rise region and associated basin then formed via continental crustal extension and magmatism (125–90 Ma). Model-3: the Alpha-Mendeleev uplift region and associated basins formed above a mantle plume (125–100 Ma). Subsequently, along one of the branches of continental rifting, spreading formed transitional and oceanic crust and the Canada Basin was formed (100–70 Ma). We find Model-1 to be the least probable, since it is now proven that the Alpha-Mendeleev Rise is underlain by continental crust. Models-2 and -3 are both possible. According to these models, the Canada Basin formed as a back-arc basin of the Pacific subduction zone.

Keywords: Arctic, Canada Basin, Alpha-Mendeleev Rise, backarc basin, crustal structure, seismic stratigraphy, magmatism

***For citation*:** Nikishin A.M., Aleshina K.F., Rodina E.A., Artemeva I.M., Foulger G.R., Posamentier H.W. Canada Basin (Arctic Ocean): models of geologic structure, history and geodynamics of formation**.** *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 3–22. (In Russ.).

Введение. В Арктическом (Северном Ледовитом) океане традиционно выделяется два глубоководных бассейна, которые разделены подводным хребтом Ломоносова. Это бассейны Евразийский и Амеразийский (рис. 1). В Амеразийском бассейне отдельно выделяется Канадский бассейн. К северу от Канадского бассейна известна область подводного поднятия Альфа-Менделеева и сопряженные с ней относительно глубоководные бассейны Подводников, Макарова, Толля, Наутилус и Стефанссона. Эту область мы назвали Северо-Амеразийским доменом [Nikishin et al., 2014; 2021a; 2021b; 2021c]. Четкой батиметрической границы между Канадским бассейном (Южно-Амеразийским доменом) и Северо-Амеразийским доменом нет. Глубина Канадского бассейна достигает 3,7–3,8 км.

Область Амеразийского бассейна изучается давно. Классический синтез всех геологических знаний про этот бассейн был сделан в серии публикаций Артура Гранца и его соавторов [Grantz et al., 2011]. В этих работах было сформулировано два основных вывода. 1. Весь Амеразийский бассейн подстилается условно океанической корой; при этом в периферической части кора имеет состав серпентизированных перидотитов (или состав какой-то переходной коры), и она формировалась примерно 195–131 млн лет назад (для областей с этой корой не характерны линейные магнитные аномалии). В осевой части

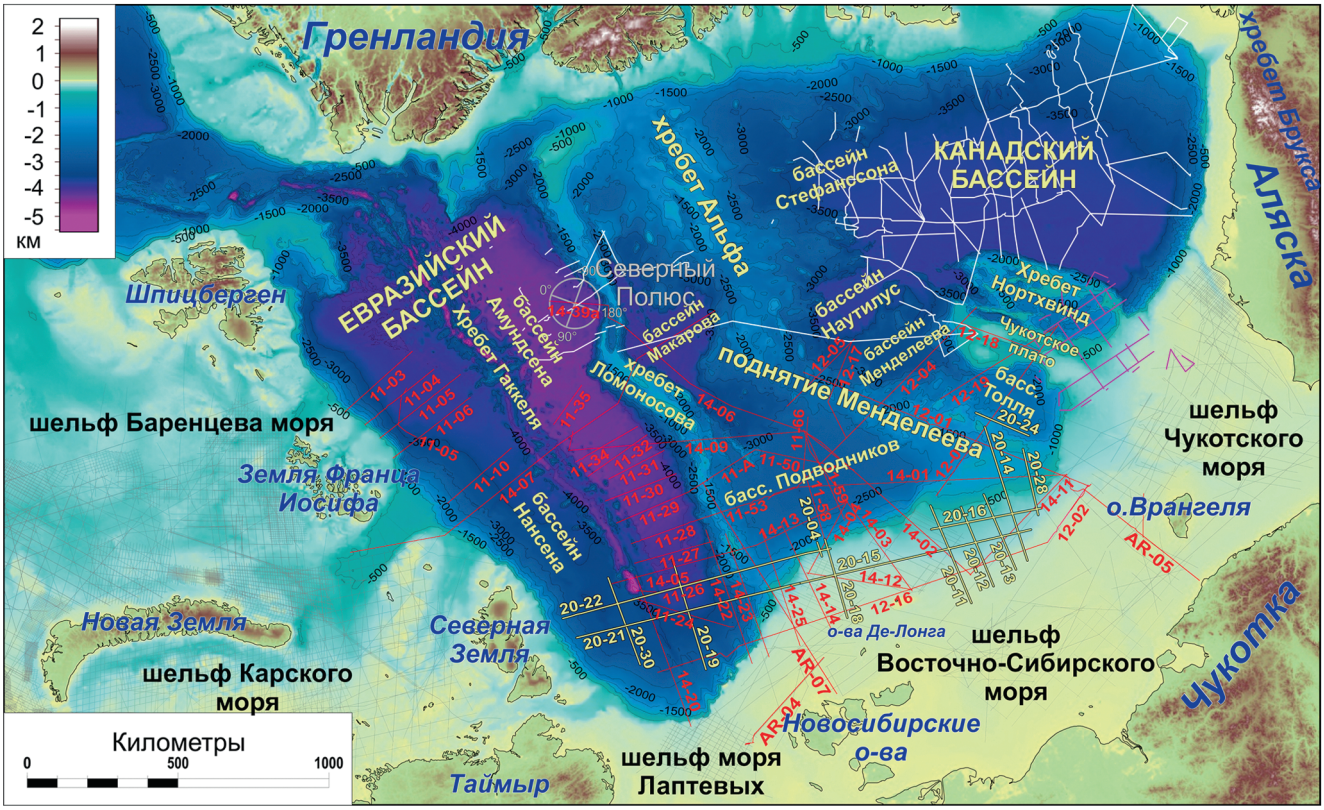


Рис. 1. Топография и батиметрия Арктического региона [Jakobsson et al., 2020]. Красные линии показывают сейсмические профили, полученные в ходе экспедиций Арктика–2011, Арктика–2012, Арктика–2014. Желтые линии — сейсмические профили экспедиции Арктика–2020. Белые линии показывают сейсмические профили, представленные Геологической Службой Канады [Shimeld et al., 2021]

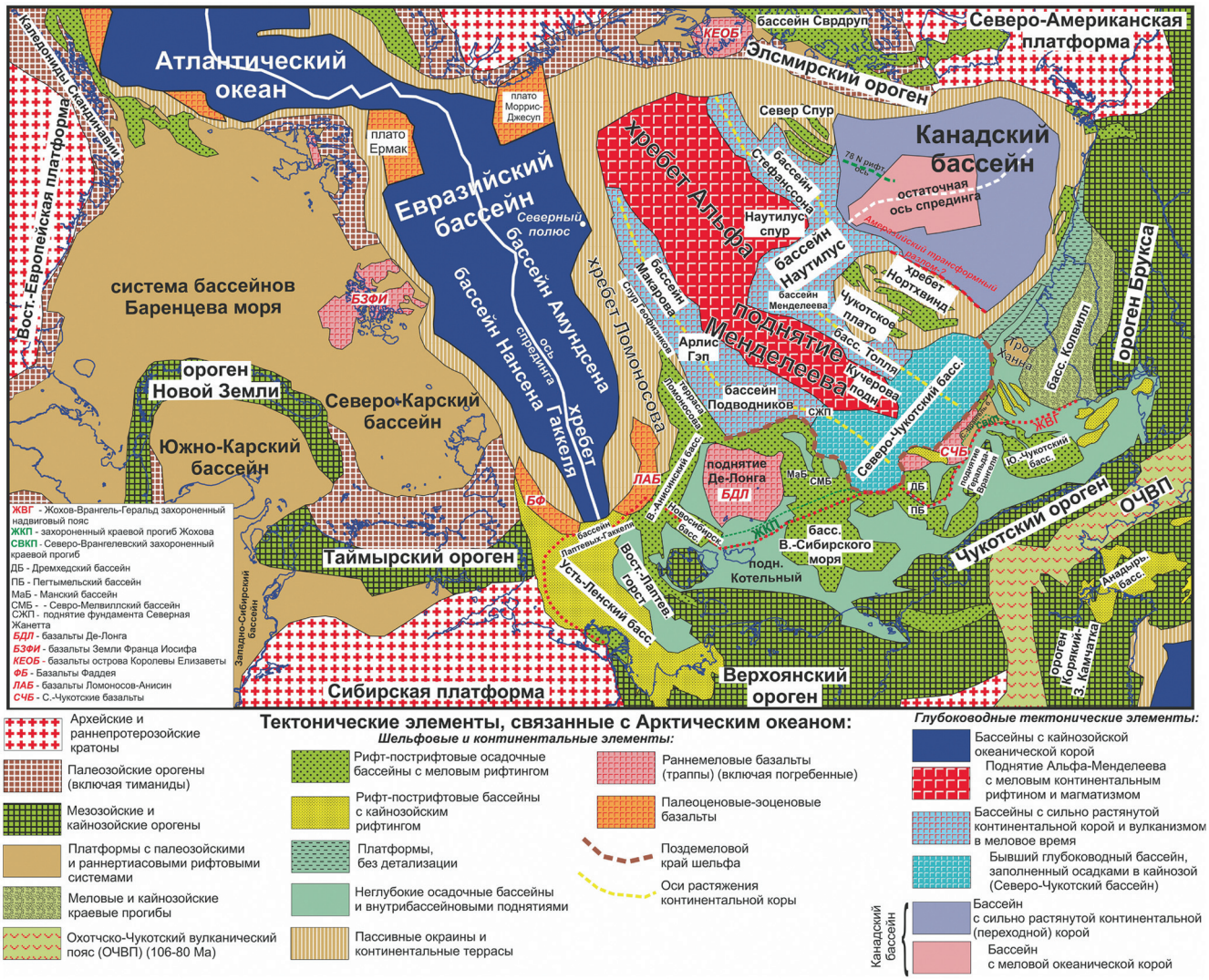


Рис. 2. Тектоническая схема Арктического региона. Основана на работах [Nikishin et al., 2021a, 2021b, 2022] и новых данных. Структура Канадского бассейна показана по данным в [Mosher et al., 2023; Chian et al., 2016]. Географической основой является геологическая карта Арктики [Harrison et al., 2011]

имеется типичная океаническая кора и она характеризуется линейными магнитными аномалиями; эта кора формировалась примерно 131–126 млн лет назад. 2. Район Амеразийского бассейна в Северо-Амеразийском домене был перекрыт вулканическим комплексом базальтового плато Альфа-Менделеева около 127–75 млн лет назад.

Примерно с 2010 г. интенсивность геолого-геофизического изучения резко возросла. Это во многом было связано с новой Конвенцией ООН по морскому праву. В России, США, Канаде, Дании, Германии и Китае были организованы специальные экспедиции и к настоящему времени получено очень много новой информации, которая позволяет уточнить или пересмотреть концепцию А. Гранца по истории Амеразийского бассейна. В последние годы появилось много публикаций с разными моделями времени и геодинамики формирования Канадского бассейна [Shephard et al., 2013; Chernykh et al., 2018; Miller et al., 2018; Mukasa et al., 2020; Hutchinson et al., 2024].

Данная работа во многом является обзором имеющихся данных и выводов. Перед нами стоит два основных вопроса. Первый — время и геодинамика формирования Канадского бассейна. Второй — соотношения Канадского бассейна и крупной магматической области Альфа-Менделеева. Магматическая область Альфа-Менделеева обычно рассматривается как часть High Arctic Large Igneous Province (HALIP) (крупная магматическая провинция Высокой Арктики) [Dobretsov et al., 2013; Oakey, Saltus, 2016].

Краткий региональный геологический обзор. Геологическое строение данного региона было охарактеризовано нами ранее [Nikishin et al., 2021a, 2021b, 2021c; 2022; 2023]. Современные обзоры приведены в [Piskarev et al., 2019; Petrov, Smelror, 2021; Mosher et al., 2023; Hutchinson et al., 2024; Черных и др., 2023]. На рис. 2 показана тектоническая схема района Амеразийского бассейна. В состав Амеразийского бассейна входят отдельно Канадский бассейн и область Северо-Амеразийского домена или система Альфа-Менделеева. В систему Альфа-Менделеева

входит само поднятие Альфа-Менделеева и система его сопряженных глубоководных бассейнов: пояс бассейнов Подводников и Макарова и пояс бассейнов Толля-Наутилус-Стефанссона. К системе Альфа-Менделеева мы также относим подводные поднятия Чукотского Бордерленда (Чукотское плато и хребет Нортхвинд) и Север Спур (Отрог Север). Северо-Чукотский бассейн также рассматривается как часть системы Альфа-Менделеева. Сейчас это шельфовый бассейн, ранее он, как и бассейн Подводников, был относительно глубоководным, но в позднем мелу-кайнозое эта депрессия была заполнена осадками.

В систему Альфа-Менделеева (или Северо-Амеразийский домен) входит поднятие Альфа-Менделеева. Это поднятие Альфа-Менделеева нами недавно охарактеризовано со ссылками на многие публикации [Nikishin et al., 2021a, 2021b, 2021c; 2022; 2023; Никишин и др., 2023; Rodina et al., 2022]. Современные данные также приведены в [Skolotnev et al., 2019; 2022; 2023; Oakey, Saltus, 2016; Kashubin et al., 2018]. Сейчас преобладает концепция, что поднятие Альфа-Менделеева имеет континентальную кору толщиной около 25–30 км. Само поднятие имеет систему поднятий и полуграбенов. Для относительных поднятий датированы вулканические комплексы с составами от базальтов до трахибазальтов и трахиандезитов. Возраст магматизма изотопными методами датирован как 125–100 Ma [Морозов и др., 2013; Skolotnev et al., 2023; Nikishin et al., 2021a] со статистическим пиком около 115–110 Ma [Skolotnev et al., 2023]. Для полуграбенов типичны сейсмические комплексы типа SDR (seaward dipping reflectors), которые обычно бывают образованы базальтовыми покровами и силлами. Обычно лавы SDR комплексов несколько моложе лав плато. Поэтому мы предполагаем, что возраст магматизма в полуграбенах около 110–100 Ma. Под вулканитами на относительных поднятиях были взяты пробы палеозойских осадков с возрастами от ордовика до девона. Эти комплексы интрудированы магматическими породами примерно того же возраста, что и лавы [Skolotnev et al., 2022; 2023]. Для низов континентальной коры характерны относительно повышенные сейсмические скорости. Предполагается, что в основании коры имеется высокоскоростной слой в значительной степени образованный интрузиями базальтового состава (магматический андерплейтинг) [Oakey, Saltus, 2016; Kashubin et al., 2018; Lebedeva-Ivanova et al., 2019; Nikishin et al., 2023]. Модель строения коры поднятия Альфа-Менделеева представлена в [Никишин и др., 2023]. Мы показываем, что континентальная кора на 20–30% насыщена интрузиями базальтового состава.

На поднятии Альфа-Менделеева по сейсмическим данным также выделены меловые захороненные тела конической формы. Они интерпретируются как вероятные вулканы. Для такой подводной горы Федотов на хребте Альфа на основе изучения драгированных пород был получен возраст вулканитов (гиалокластитов) около 90 Ma [Funck, Shimeld, 2023].

Для пояса бассейнов Подводников и Макарова и пояса бассейнов Толля-Наутилус-Стефанссона предполагается наличие сильно утоненной гиперрастянутой континентальной коры, перекрытой раннемеловыми базальтами возрастами около 125–100 (90) Ma [Kashubin et al., 2018; Nikishin et al., 2023, Никишин и др., 2023]. При этом не исключено наличие частей бассейнов с локальной океанической корой [Lebedeva-Ivanova et al., 2019; Черных и др., 2023]. Для нижней части предполагаемого вулканического чехла данных бассейнов нами выделено две основных сейсмофации (два типа сейсмокомплексов) [Nikishin et al., 2023]: сейсмокомплексы типа seaward-dipping reflectors (SDR) и горизонтально залегающие вулканические комплексы (flat-lying flows по классификации [Geoffroy et al., 2022]). Комплексы типа SDR выделены на склонах бассейнов Подводников, Стефанссона и Толля. Они интерпретируются как крупные клинья базальтовых лав с какой-то долей осадков и с интрузиями силлов. Такого типа комплексы типичны для сильно растянутой континентальной коры на вулканических пассивных континентальных окраинах, например [Geoffroy et al., 2022]. Горизонтально залегающие вулканические комплексы (flat-lying flows) выделены в осевых частях бассейнов Стефанссона, Наутилус, Подводников и Макарова. Они интерпретируются как горизонтально залегающие комплексы базальтовых покровов на очень сильно растянутой континентальной коре [Geoffroy et al., 2022; Nikishin et al., 2023]. На уступах северного склона Чукотского Бордерленда (хребта Нортхвинд) (точка DR7) и у его подножья (точка DR6) были драгированы базальты [Mukasa et al., 2020]. Точка DR6 по нашей модели находится в пределах сейсмического комплекса «горизонтально залегающие вулканические комплексы (flat-lying flows)». Геохимическими и изотопными методами для базальтов показано, что среди них имеется две группы: низко-титанистые толеитовые базальты с возрастами 105–100 Ma и высоко-титанистые толеитовые базальты с возрастами около 90–70 Ma [Mukasa et al., 2020]. Показано, что базальты формировались при плавлении субконтинентальной литосферной мантии при подъеме астеносферного (плюмового) вещества [Mukasa et al., 2020]. Для точки DR7 (склон хребта Нортхвинд) изучены низкотитанистые толеитовые базальты с возрастами около 118–112 Ma, которые формировались при плавлении субконтинентальной литосферной мантии [Mukasa et al., 2020]. Геохимические и изотопные данные показывают, что бассейны типа Наутилус формировались при сильном растяжении континентальной коры (литосферы) без разрыва ее сплошности. Лавы с возрастами 105–100 Ma, вероятно, формировались синхронно с вулканитами SDR комплексов на поднятии Альфа-Менделеева.

Для бассейнов Стефанссона, Наутилус и Макарова выделено несколько вероятных крупных вулканических построек конической формы, которые

формировались в конце эпохи магматизма [Nikishin et al., 2021b; 2023; 2024; Rodina et al., 2022].

Чукотский Бордерленд (Чукотское плато и хребет Нортхвинд) всеми рассматривается как континентальный блок с корой тиманского и раннепалеозойского возрастов, например [Grantz et al., 2011; Brumley et al., 2015]. По интерпретации сейсмических профилей нами предположено, что вдоль западного и северо-западного краев Чукотского плато имеются области траппового магматизма раннемелового возраста (около 125–100 Ma) [Nikishin et al., 2023; 2024].

Север Спур (Отрог Север) находится на южном склоне бассейна Стефанссона возле Канадских островов и является континентальной террасой континентального склона [Hutchinson et al., 2017; Nikishin et al., 2023; Черных и др., 2023].

Канадский бассейн имеет четкий континентальный склон со стороны Аляски и Канадских островов (острова Банкс и Принс-Патрик). Граница с бассейнами Стефанссона и Наутилус в батиметрии отсутствует и является дискуссионной. Мы условно проводим северную границу Канадского бассейна по южным краям Чукотского Бордерленда и Север Спур (рис. 2). Современные сводки по геологии Канадского бассейна приведены в [Hutchinson et al., 2017; 2024; Mosher et al., 2023]. Ширина бассейна между континентальными склонами составляет примерно 1000–600 км. Длина бассейна вдоль его оси около 900 км.

Анализ аномалий гравитационного и магнитного полей проводился многими исследователями. Современные данные приведены в [Gaina et al., 2011; Saltus et al., 2011; Oakey, Saltus, 2016; Petrov et al., 2016; Chian et al., 2016; Piskarev et al., 2019; Zhang et al., 2019; Døssing et al., 2020; Mosher et al., 2023]. Новые данные подтверждают давно известную концепцию, например [Grantz et al., 2011], что для осевой части Канадского бассейна шириной до 340 км характерны линейные магнитные аномалии, которые не очень четко выражены. Для периферических частей бассейна магнитные аномалии имеют хаотичный вид без четкой линейности. По данным гравитационных аномалий в осевой части бассейна проходит четкая линейная отрицательная аномалия, которая всеми исследователями интерпретируется как меловая захороненная рифтовая долина спредингового хребта, например [Grantz et al., 2011; Døssing et al., 2020; Mosher et al., 2023; Черных и др., 2023].

Совместный анализ данных о сейсмических скоростях в коре и грави-магнитных аномалий показал, что для осевой части Канадского бассейна характерна стандартная океаническая кора. Для большей части периферических областей кора имеет другой состав и интерпретируется как переходная кора или сильно растянутая континентальная кора [Chian et al., 2016]. Переходная кора имеет два варианта интерпретации [Chain et al., 2026]: кора вулканических пассивных окраин с возможным утоненным слоем континентальной коры и значительным магматическим андерплейтингом в низах коры; кора, в основном представленная веществом серпентинизированной мантии с фрагментами континентальных блоков.

Границу распространения стандартной океанической коры мы проводим по [Chian et al., 2016] с некоторыми изменениями для района моря Бофорта согласно [Døssing et al., 2020] (рис. 2).

Канадский бассейн имеет осадочный чехол толщиной до 8–10 км. Максимальные толщины осадков имеются в районах у континентальных окраин Аляски и Канады. В картах толщин осадков меловой срединно-океанический хребет не выражается [Dietrich et al., 2018; Hutchinson et al., 2024]. Для Канадского бассейна нет скважин и стратиграфия и сейсмостратиграфия пока носят условный характер. Традиционно выделяется три сейсмических горизонта: R10 (около 25–15 Ma, нижний миоцен), R30 (около 34 Ma, в конце эоцена) и R40 (около 55–60 Ma, в палеоцене) [Mosher et al., 2023; Hutchinson et al., 2024].

Несколько иная схема сейсмостратиграфии представлена Канадской геологический службой [Dietrich et al., 2018]. Их схема в значительной степени основана на изучении окраинно-континентального бассейна Бофорт-Маккензи. В краевых частях они выделяют синрифтовый комплекс (юра-нижний мел). В самом бассейне они выделяют пострифтовый комплекс. Он перекрывает, вероятно, весь бассейн. В пострифтовом комплексе ими выделена следующие границы: 1) граница мела и палеоцена, 2) граница в середине палеоцена, 3) граница в конце эоцена и 4) граница на рубеже миоцена и плиоцена. Из их интерпретации сейсмических профилей нет однозначного понимания того, перекрывает граница ли мела и палеоцена осевой меловой рифт ось спрединга или не перекрывает.

В работах с несколько различными схемами сейсмостратиграфии Канадского бассейна [Mosher et al., 2023; Hutchinson et al., 2024; Dietrich et al., 2018] не сформулировано четкого ответа, как соотносятся сейсмостратиграфические комплексы собственно Канадского бассейна и бассейнов возле поднятия Альфа-Менделеева (бассейнов Наутилус, Стефанссона и склона поднятия Альфа-Менделеева).

Северо-восточная часть Канадского бассейна несколько южнее поднятия Север Спур осложнена поясом грабенов шириной до 75 км. Эти грабены хорошо выражены на сейсмических профилях. Они названы бассейном 78 градуса (78 N Basin) [Hutchinson et al., 2017] (см. рис. 2).

Данные и методы. В основе работы лежит обзор всех имеющихся геолого-геофизических данных для района Канадского бассейна. Дополнительно мы представим интерпретацию некоторых сейсмических профилей, которая покажет существующую неопределенность наших знаний.

Обоснование времени формирования Канадского бассейна. ***Модель 1.*** Время формирования

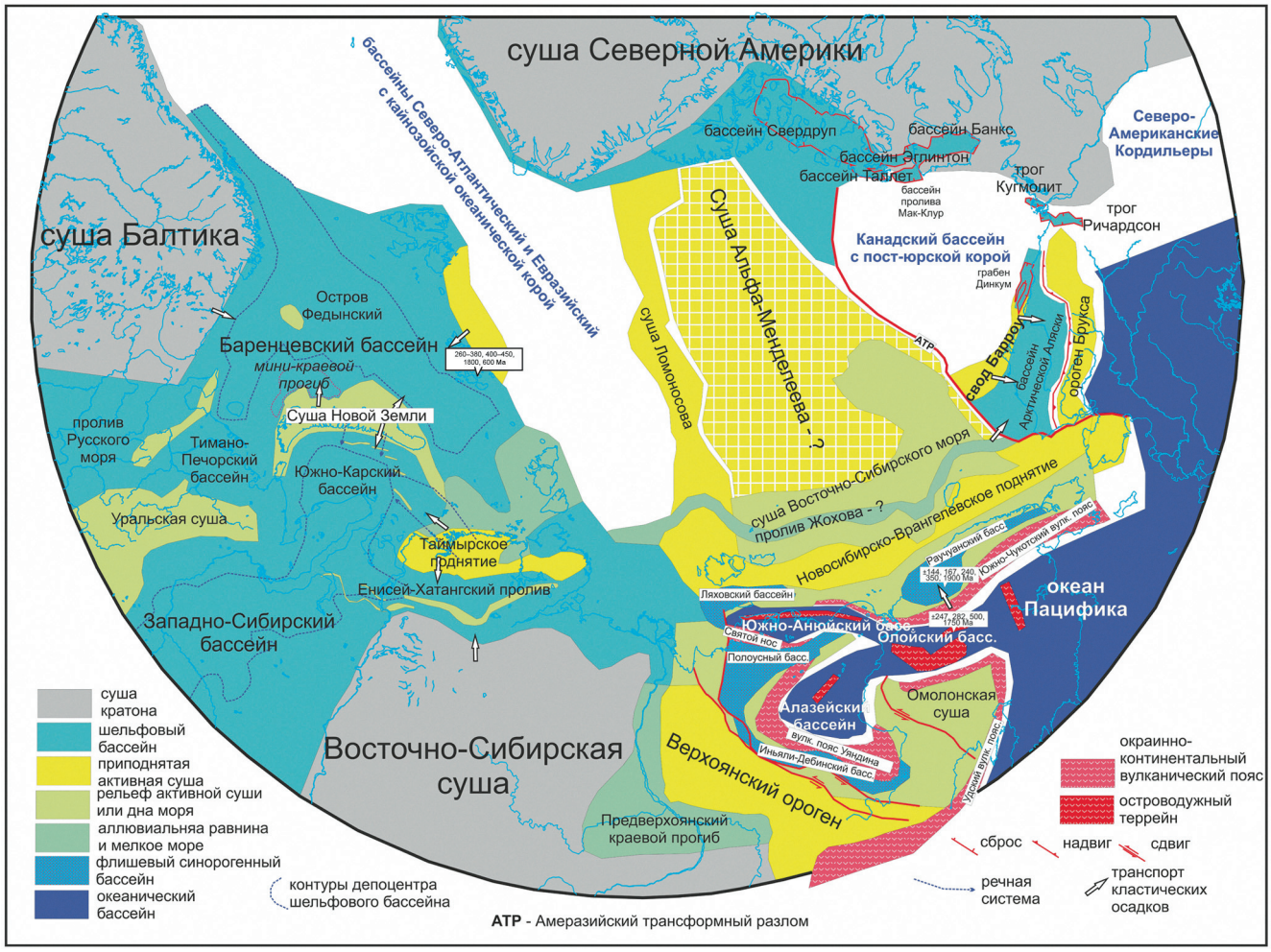


Рис. 3. Палеогеографическая карта для поздней юры (киммериджа-титона) на современной географической основе. Географическая основа — геологическая карта Арктики [Harrison et al., 2011]. Цифры в белых прямоугольниках — пики возрастов детритовых цирконов. По [Nikishin et al., 2021c], с изменениями

Канадского бассейна с разными вариантами предполагается как юра-мел. Под моделью-1 мы подразумеваем набор традиционных доказательств времени формирования Канадского бассейна. Наши построения базируются на серии палеотектонических реконструкций для поздней юры и раннего мела (рис. 3–8). В полосе континентальной окраины Канадского бассейна имеется система континентальных рифтов юрско-раннемелового возраста, например, [Grantz et al., 2011; Hutchinson et al., 2017; Nikishin et al., 2021c]. К ним относятся бассейны Свердруп, Таллет, Эглинтон, Банкс, Кугмолит, Ричардсон, Динкум. В классической геологии имеется вывод, что момент окончания континентального рифтинга на пассивной континентальной окраине соответствует началу спрединга океанической коры в океане. То есть граница рифт-постриф (rift/postrift) является границей раскола литосферы (breakup unconformity). А. Гранц [Grantz et al., 2011] на основе изучения бассейна Северного Склона Аляски и бассейна Бофорт-Маккензи проводил эту границу внутри готерива (ранний мел). На Аляске в основании Pebble Shale unit (формация Галечных сланцев) (Lower Cretaceous Unconformity, LCU; нижнемеловое несогласие), а для бассейна Бофорт-Маккензи в основании Mount Goodenough Formation (формации Маунт Гуденоу). Для бассейна Бофорт-Маккензи аналогично эта граница проводится и сейчас [Chen et al., 2024]. Для Аляски также и сейчас выделяется граница LCU с возрастом около готерива, например, [Houseknecht, 2019; Hutchinson et al., 2024]. Для бассейна Свердруп граница рифт-постифт оценивается близко к границе валанжина и готерива [Hadlari et al., 2016]. Для Канадского бассейна по данным интерпретации сейсмических профилей в районе континентальной окраины моря Бофорта граница рифт-пострифт проведена на границе валанжина и готерива [Helwig et al., 2011]. Для Аляски LCU показывает важное событие. До этого времени, как минимум с триаса, транспорт обломочного материала шел со стороны современного Канадского бассейна, а после резко поменялась палеогеография и транспорт осадков был уже направлен в сторону глубоководного Канадского бассейна, например, [Houseknecht, 2019; Hutchinson et al., 2024]. Обобщение данных разных авторов показывает, что граница LCU (внутри готерива или на границе валанжина и готерива) с большой вероятностью является границей рифт-пострифт и границей

Рис. 4. Тектоническая реконструкция для поздней юры, киммериджа-титона (157–145 Ma). Кинематическая реконструкция для 150 Ma. Условные обозначения см. рис 3. Цифры в кружках: *1* — суша кратонов, *2* — шельфовые бассейны, *3* — приподнятая и тектонически активная суша, *4* — тектонически активная область на суше или на шельфе, *5* — аллювиальная равнина и мелководное море, *6* — флишевые синорогенные бассейны, *7* — окраинно-континентальные вулканические пояса, *8* — океанический бассейн, *9* — зона субдукции. АТР — Амеразийский трансформный разлом. Фиолетовые линии показывают очертания некоторых террейнов, даны их названия. По [Nikishin et al., 2021c], с изменениями

типа раскола литосферы (breakup unconformity) для района Канадского бассейна. Исходя из этого, время начала раскрытия Канадского бассейна оценено в 134 Ma [Helvig et al., 2011] или 133 Ma [Nikishin et al., 2021c]. Но этот вопрос дискуссионный и будет обсуждаться далее.

Хорошо известна концепция А. Эмбри [Embri, 2011] о палеоконтиненте Крокерленд в пределах Арктики. Им было показано, что севернее бассейна Свердруп с перми до середины юры существовала суша, с которой шел транспорт кластических осадков. Примерно с середины юры на месте современного Амеразийского бассейна появился водный бассейн.

Данные по бассейну Бофорт-Маккензи [Dixon et al., 2019; Chen et al., 2024] показывают, что Канадский водный (глубоководный-?) бассейн существовал определенно с позднего мела, а возможно и с баррема-альба. Многими стратиграфическими и палеогеографичевкими работами обосновано, что Канадский бассейн как глубоководный бассейн точно существовал с брукского (Brookian) времени (с баррема(?)-апта) [Hutchinson et al., 2024].

Есть попытки определить возраст океанической коры Канадского бассейна по анализу линейных магнитных аномалий. Современные данные показывают вероятность того, что область Канадского бассейна с линейными аномалиями имеет возраст 139,5–128,6 Ma [Zhang et al., 2019]. Этот вопрос также обсуждается в [Døssing et al., 2020; Hutchinson et al., 2024]. Допускается, что возраст коры с линейными магнитными аномалиями составляет около 128–120 Ma. Все работы по определению возраста магнитных аномалий пока не являются однозначными. Но вероятность раннемелового возраста океанической коры высокая.

В большинстве работ обосновывается образование Канадского бассейна до вулканизма HALIP

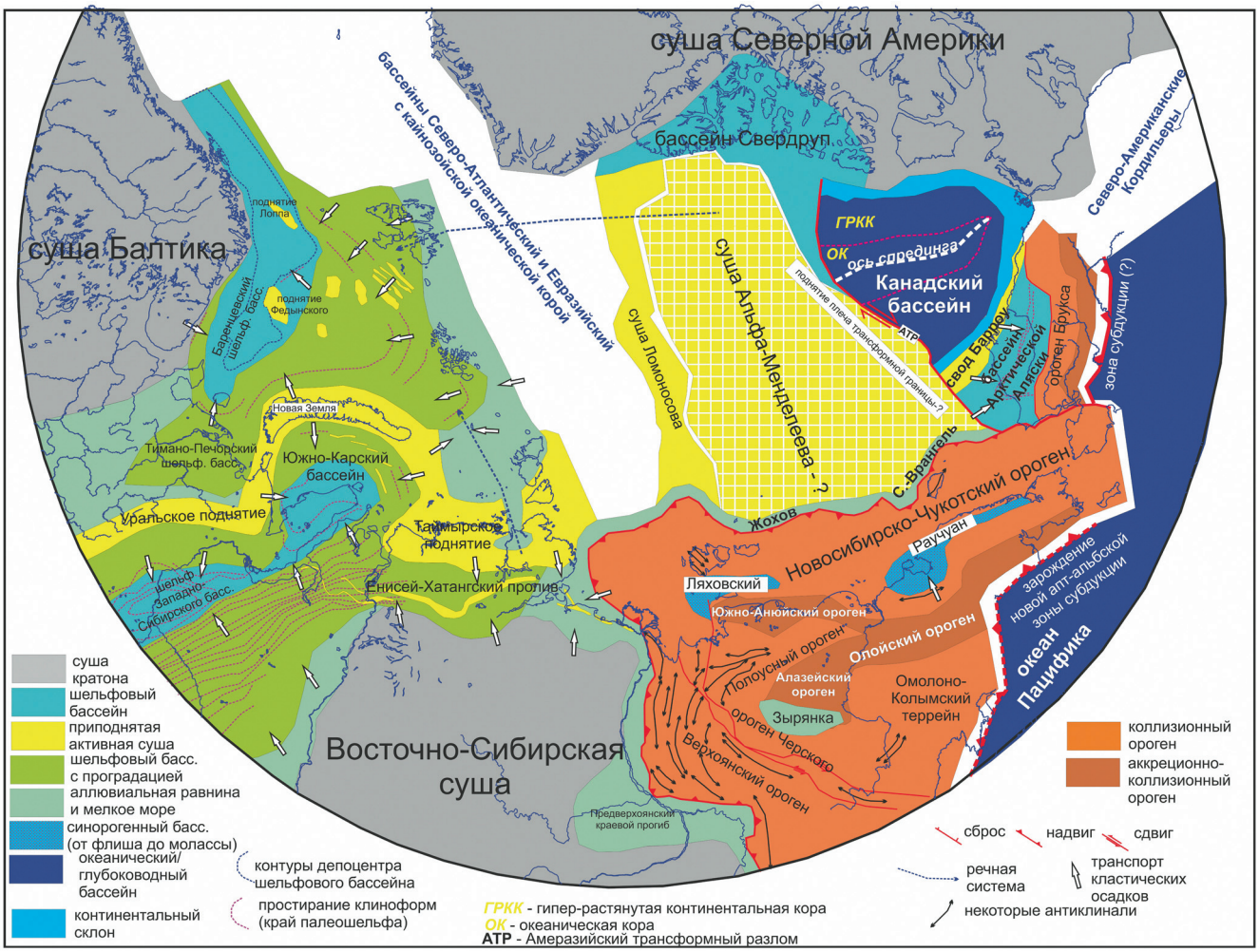


Рис. 5. Палеогеографическая карта для неокома (берриаса-баррема) на современной географической основе. Географическая основа — геологическая карта Арктики [Harrison et al., 2011]. По [Nikishin et al., 2021c], с изменениями

[Grantz et al., 2011; Døssing et al., 2020; Nikishin et al., 2021c], т. е. его раскрытие закончилось примерно до 125 Ма. Допускается вариант, что начало формирования Канадского бассейна было до вулканизма HALIP (фаза 1), а завершение — синхронно с HALIP [Hutchinson et al., 2017].

Мы обсуждали выше, что граница рифт-пострифт (rift/postrift) для бассейнов вокруг Канадского бассейна является границей раскола литосферы (breakup unconformity) и последующего образования бассейна с океанической корой. Но для Канадского бассейна этот вопрос дискуссионный. Во многих работах считается, что в эпоху континентального рифтинга в юре-валанжине (готериве) формировалась гипер-растянутая (переходная) кора Канадского бассейна (фаза 1 раскрытия бассейна по [Grantz et al., 2011]), а граница breakup — это граница начала спрединга типичной океанической коры (фаза 2 раскрытия бассейна по [Grantz et al., 2011]) [Grantz et al., 2011; Dietrich et al., 2018].

По своим геофизическим характеристикам гипер-растянутая (или переходная) континентальная кора Канадского бассейна мало отличается от нормальной океанической коры. Типичная толщина этих типов коры составляет 10–5 км [Chain et al., 2016]. Нет однозначного понимания, что такое переходная кора. Обсуждаются варианты от эксгумации мантии с корой серпентинитового состава до сильно растянутой континентальной коры со значительным магматическим дополнением [Grantz et al., 2011; Chain et al., 2016]. Мы допускаем, что граница «break-up unconformity» (граница раскола литосферы) является временем начала формирования переходной коры Канадского бассейна. Поэтому, предполагается, что время формирования коры Канадского бассейна около 133–125 Ма [Nikishin et al., 2021c]. Эта модель согласуется с моделями других авторов, например, [Helwig et al., 2011; Døssing et al., 2020].

Обоснование времени формирования Канадского бассейна. ***Модель 2.*** Когда появляются новые данные, то часто возникают и принципиально новые концепции. Как мы отмечали выше, у подножья Чукотского Бордерленда в пределах бассейна Наутилус были драгированы базальты с возрастами 105–100 и 90–70 Ма [Mukasa et al., 2020]. На основе этих данных была предложена «плюмовая» модель формирования бассейнов Наутилус, Стефанссона и Канадского. Сначала был подъем плюма

Рис. 6. Тектоническая реконструкция для неокома (берриаса-баррема) (145–125 Ма). Кинематическая реконструкция для 150 Ма. Условные обозначения см. рис. 5. Цифры в кружках: *1* — суша кратонов, *2* — шельфовые бассейны, *3* — приподнятая и тектонически активная суша, *4* — шельфовый бассейн с проградацией осадков (с клиноформами), *5* — аллювиальная равнина и мелководное море, *6* — флишевые и молассовые бассейны, *7* — континентальный склон, *8* — океанический бассейн, *9* — коллизионный ороген, *10* — аккреционно-коллизионный ороген, *11* — ороклины, *12* — ось спрединга. АТР — Амеразийский трансформный разлом. Фиолетовые линии показывают очертания некоторых террейнов, даны их названия. По [Nikishin et al., 2021c], с изменениями

с центром в точке пересечения осей современных бассейнов Наутилус, Стефанссона и Канадского (около 130–110 Ма) и формировались континентальные базальты (траппы) и дайки. Потом (около 110–100 Ма) активный рифтинг сосредоточился вдоль осей бассейнов Стефанссона и Канадского. Процессы завершились спредингом океанической коры в осевой зоне Канадского бассейна около 100–70 Ма [Mukasa et al., 2020]. Основная идея данной модели в том, что раскрытие Канадского бассейна явилось следствием подъема мантийного плюма и логичным завершением эпохи HALIP. Позднемеловое раскрытие Канадского бассейна также предположено в работах [Dietrich et al., 2018; Miller et al., 2018; Akinin et al., 2020; Lundin et al., 2023]. Модель, предложенная в [Mukasa et al., 2020], хотя и противоречит многим ранее известным данным, но становится популярной среди геологов США и Канады (рис. 9).

Анализ сейсмических данных для обоснования соотношений структур Канадского бассейна и системы Альфа-Менделеева (Северо-Амеразийского домена). В Амеразийском бассейне для нас важнейшим сейсмостратиграфическим репером являются комплексы SDR в бассейнах, сопряженных с поднятием Альфа-Менделеева. Мы допускаем, что все эти сейсмокомплексы SDR имеют одинаковый или близкий возраст около 125–100 Ма [Nikishin et al., 2021b; 2023; 2024]. Достаточно неожиданным оказалось то, что комплексы типа SDR имеются и на северо-восточном склоне Чукотского Бордерленда (хребта Нортхвинд) [Chian et al., 2016; Nikishin et al., 2023; Lundin et al., 2023]. Мы пытаемся увязать сейсмостратиграфический уровень SDR комплексов бассейна Стефанссона и склона хребта Нортхвинд с сейсмокомплексами Канадского бассейна (рис. 10, 11). В бассейнах Стефанссона и Канадском в основании разреза на акустическом фундаменте и сразу на

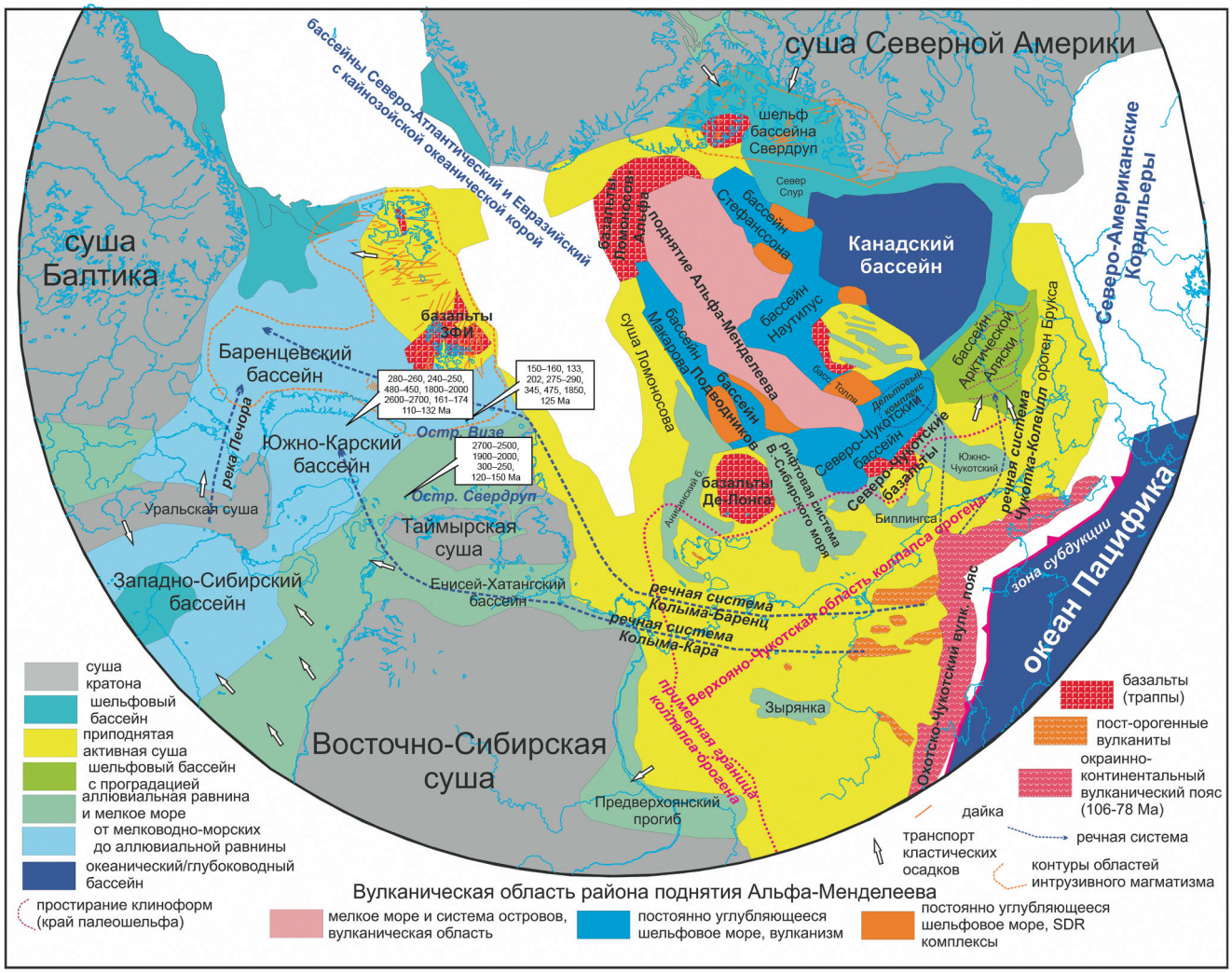


Рис. 7. Палеогеографическая карта для раннего мела, апта-альба (125–100 Ма) на современной географической основе. Географическая основа — геологическая карта Арктики [Harrison et al., 2011]. Цифры в белых прямоугольниках — пики возрастов детритовых цирконов. По [Nikishin et al., 2021c], с изменениями

комплексах SDR выделена сейсмофация «бисквит» (bisque unit) [Shimeld et al., 2011; Nikishin et al., 2023]. Эта фация характеризуется наличием ярких рефлекторов. Согласно [Shimeld et al., 2011], фация «бисквит» перекрывает вулканические комплексы, и она сложена кремнистыми породами, глинами и туфами. По нашей интерпретации [Nikishin et al., 2023] фация «бисквит» перекрывает вулканические комплексы (включая SDR) и она представлена мелководно-морскими осадками, карбонатами и горизонтами вулканитов и туфов. Для всего Канадского бассейна однозначного вывода мы не получаем, но, вероятно, самые нижние осадочные слои Канадского бассейна в его осевой части моложе тех слоев, которые перекрывают SDR комплексы (моложе фации «бисквит»). Сейсмические данные не однозначно, но скорее указывают на то, что нижняя часть осадков Канадского бассейна моложе SDR комплексов, то есть моложе 100 Ма. Из этого следует, что основная фаза формирования океанической коры в Канадском бассейне была в позднем мелу после формирования комплексов SDR. Это не противоречит данным, представленным в [Mosher et al., 2023; Hutchinson et al., 2024; Dietrich et al., 2018], хотя эти авторы не формулировали выводы о времени формирования Канадского бассейна по данным интерпретации сейсмических профилей.

На канадском склоне бассейна Стефанссона и в самом бассейне на сейсмических профилях четко выделяется пояс сбросов, который мы называем рифтовой системой Север Спур [Nikishin et al., 2023] (рис. 12). Эти сбросы явно моложе сейсмического комплекса SDR, и мы условно датируем их возраст как 80–66 Ма. По нашей интерпретации сейсмических профилей бассейн 78 градуса (78 N Basin) имеет аналогичный возраст, и он наложен на ранее сформированную структуру Канадского бассейна. Формирование рифтового пояса Север Спур-78 градуса происходило уже после формирования Канадского бассейна. Эти события проходили уже в другом тектоническом режиме [Nikishin et al., 2023; 2024].

Рис. 8. Тектоническая реконструкция для апта-альба (125–100 Ма). Кинематическая реконструкция для 115 Ма. По [Nikishin et al., 2021c], с изменениями. Представлена модель, согласно которой сначала сформировался Канадский бассейн, а затем область поднятия Альфа-Менделеева и сопряженные бассейны

Некоторые геофизические данные о строении Канадского бассейна. Для Канадского бассейна мало сейсмических профилей поперек осевого палео-спредингового хребта [Dietrich et al., 2018; Mosher et al., 2023; Hutchinson et al., 2024]. Сам палеохребет четко не выражен и его границы по сейсмическим данным однозначно провести нет возможности. Палеохребет выделяется по линейным магнитным аномалиям. Классическим примером отмершего срединно-океанического хребта является эоцен-раннеолигоценовый хребет Эгир (Aegir Ridge) в Северо-Атлантическом океане, для которого сейсмический профиль приведен в [Breivik et al., 2006]. Линейные магнитные аномалии отсутствуют в периферических частях Канадского бассейна. Отсутствие линейных аномалий обычно объясняется двумя возможными причинами: 1) эта кора формировалась в эпоху отсутствия инверсий магнитного поля (это интервал времени от середины баррема до кампана, что согласуется с моделью-2 для времени формирования Канадского бассейна); 2) механизм формирования коры был таков, что линейные магнитные аномалии не формировались. Реально мы не знаем как формируется переходная или гиперрастянутая континентальная кора. Отметим, что для таких задуговых бассейнов, как Японское море, и других с условно океанической корой, линейные аномалии также не типичны [Artemieva, 2023].

Модели формирования Канадского бассейна. Мы допускаем, что и модель-1, и модель-2 относительно времени формирования Канадского бассейна могут быть реальностью (рис. 13). Реальностью могут быть и другие варианты. Здесь сначала мы обсудим историю и геодинамику формирования Канадского бассейна с вариантом-1 хронологии событий.

Основная проблема состоит в том, что по сейсмическим данным мы не видим границ между структурами собственно Канадского бассейна и структурами бассейнов Наутилус и Стефанссона и склона поднятия Альфа-Менделеева. Мы предполагаем, что сначала сформировался Канадский бассейн (примерно, до 125 Ма), а потом формировалась

Рис. 9. Тектоническая реконструкция для апта-альба для области поднятия Альфа-Менделеева и Дальнего Востока-Аляски (125–100 Ма), и для позднего мела для Канадского бассейна (100–70 Ма). Кинематическая реконструкция для 115 Ма. По [Nikishin et al., 2021c], с изменениями. Представлена модель, согласно которой сначала сформировалась область поднятия Альфа-Менделеева и сопряженные бассейны, а затем формировался Канадский бассейн

система Альфа-Менделеева с ее глубоководными бассейнами.

Сначала мы протестируем модель задугового происхождения Канадского бассейна над зоной субдукции Тихого океана. Данная модель предлагалась, например, в [Nikishin et al., 2021c; Лобковский и др., 2021]. Данные по мезозойской эволюции Аляски являются предметом дискуссий. Широко принятой концепцией является то, что в юрско-меловое время общая субдукция литосферы Тихого океана была направлена в сторону Арктики, например, [Shephard et al., 2013; Sømme et al., 2018; Akinin et al., 2020; Blakey, 2021; Nikishin et al., 2021c; Лобковский и др., 2021]. На этом фоне в поздней юре-валанжине было столкновение блока Аляски с вулканической дугой Коюкук. Для эпохи перед коллизией и коллизии обсуждается два варианта направления зоны субдукции [Miller, Hudson, 1991; Moore et al., 2015; Hoiland et al., 2018; Лобковский и др., 2021]: 1) под Аляску на север или 2) от Аляски под дугу на юг. В ходе этой коллизии южнее аккретированной дуги Коюкук стала существовать стационарная зона субдукции, направленная под Арктику. То есть, во время образования Канадского бассейна по модели-1 примерно 133–125 Ма зона субдукции была направлена под Канадский бассейн, поэтому этот бассейн можно формально называть задуговым (или надсубдукционным).

В Верхояно-Чукотской складчатой области главной мезозойской коллизионной зоной является Южно-Анюйская сутура. Эта сутура сформировалась при коллизии Колымо-Омолонского блока (как части Азии) и Чукотки при закрытии Южно-Анюйского океана, например, [Parfenov, Natal'in, 1986; Соколов и др., 2021]. История закрытия Южно-Анюйского океана является предметом дискуссий [Sokolov, 2010; Sokolov et al., 2015; Соколов и др., 2021; Akinin et al., 2020; Nikishin et al., 2021c; Tikhomirov et al., 2023]. Мы сфокусируемся на истории субдукционных систем и этапах коллизии в юре-мелу. Под Колымо-Омолонский блок субдукция была минимум с поздней юры и до берриаса, при этом формировал-

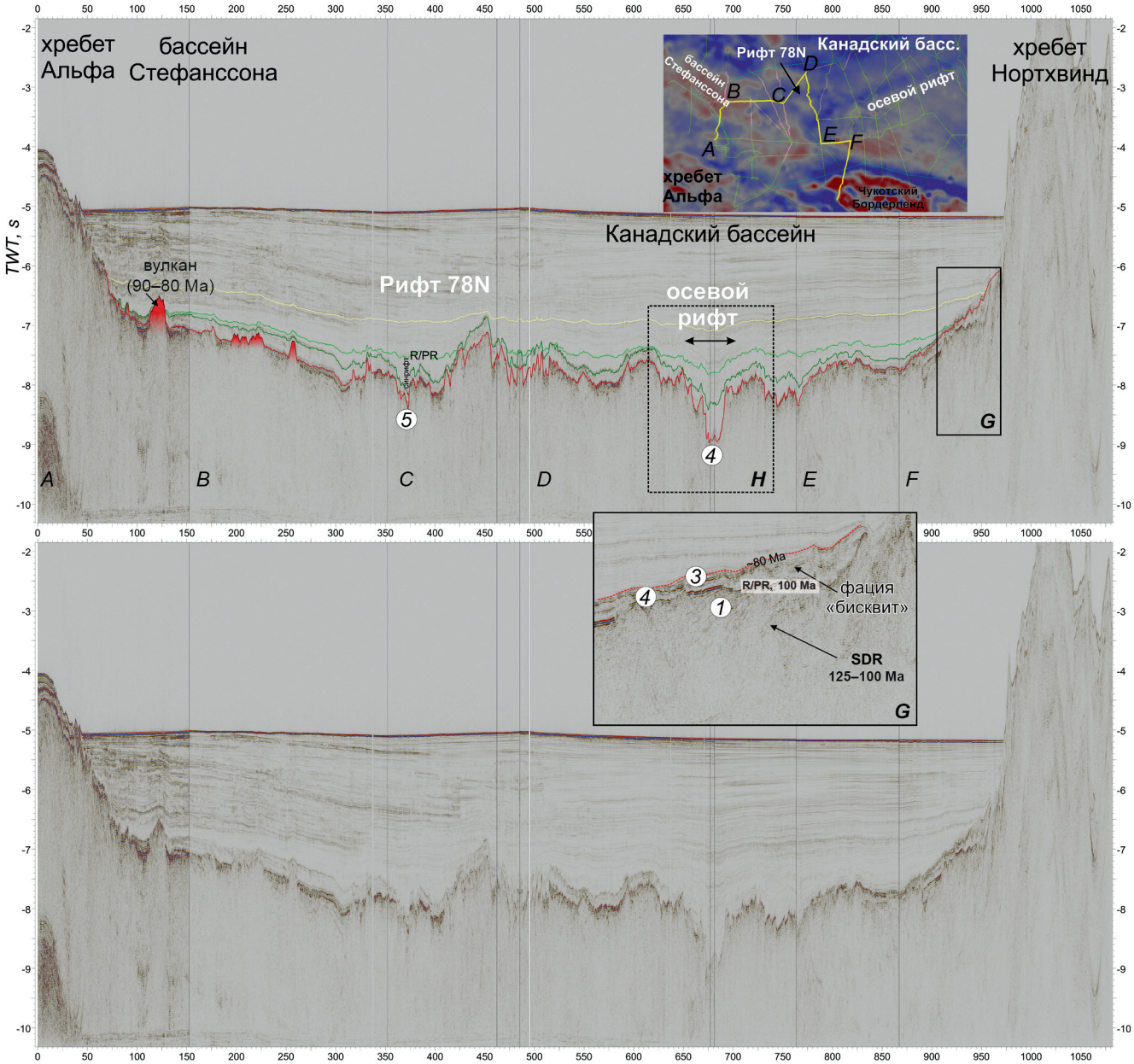


Рис. 10. Интерпретация композитного сейсмического профиля для района Канадского бассейна. Сейсмические профили по базе данных из [Shimeld et al., 2021]. Положение профиля показано на карте гравитационных аномалий, на которой хорошо видно положение осевого рифта; гравитационные аномалии по [Gaina at al., 2011]. На врезке показан фрагмент сейсмического профиля. Цифры в кружках — вероятная последовательность событий: *1* — формирование SDR комплекса (базальтовых покровов и осадков, около 125–100 Ma) в субаэральных и мелководных условиях; *2* — формирование мелководных морских осадков с возможными карбонатами; *3* — начало быстрого погружения континентального склона; *4* — формирование срединно-океанического хребта и его осевого рифта; *5* — формирование рифта 78 N. R/PR — граница рифт-пострифт. Вероятные вулканы в районе бассейна Стефанссона были отмечены в [Nikishin et al., 2023; Mosher et al., 2023; Hutchinson et al., 2024]. *A, B, C, D, E, F* — фрагменты композитного сейсмического профиля (их положение показано на карте). *G* — детальная часть сейсмического профиля и его позиция. *H* — положение фрагмента профиля показанного на рис. 11. Вертикальный масштаб в секундах (двойное время). Интерпретация сейсмических данных указывает скорее на быстрое формирование Канадского бассейна без фаз значительных перестроек

ся окраинно-континентальный вулканический пояс [Соколов и др., 2021; Akinin et al., 2020; Tikhomirov et al., 2023; Старикова и др., 2023].

Для Чукотки это вопрос более дискуссионный. Надсубдукционный окраинно-континентальный пояс начал формироваться с титона (в конце поздней юры) (Соколов и др., 2021) или с начала поздней юры и даже раньше [Tikhomirov et al., 2023]. На Чукотке имеется система позднеюрско-валанжинских бассейнов, расположенных севернее окраинно-континентального вулканического пояса. Эти бассейны детально описаны в [Ватрушкина, 2021]. На основе данных, представленных в [Соколов и др., 2021; Ватрушкина, 2021; Nikishin et al., 2021c], мы эти бассейны объединяем в единый Раучуанский бассейн. Этот бассейн расположен севернее Южно-Чукотского

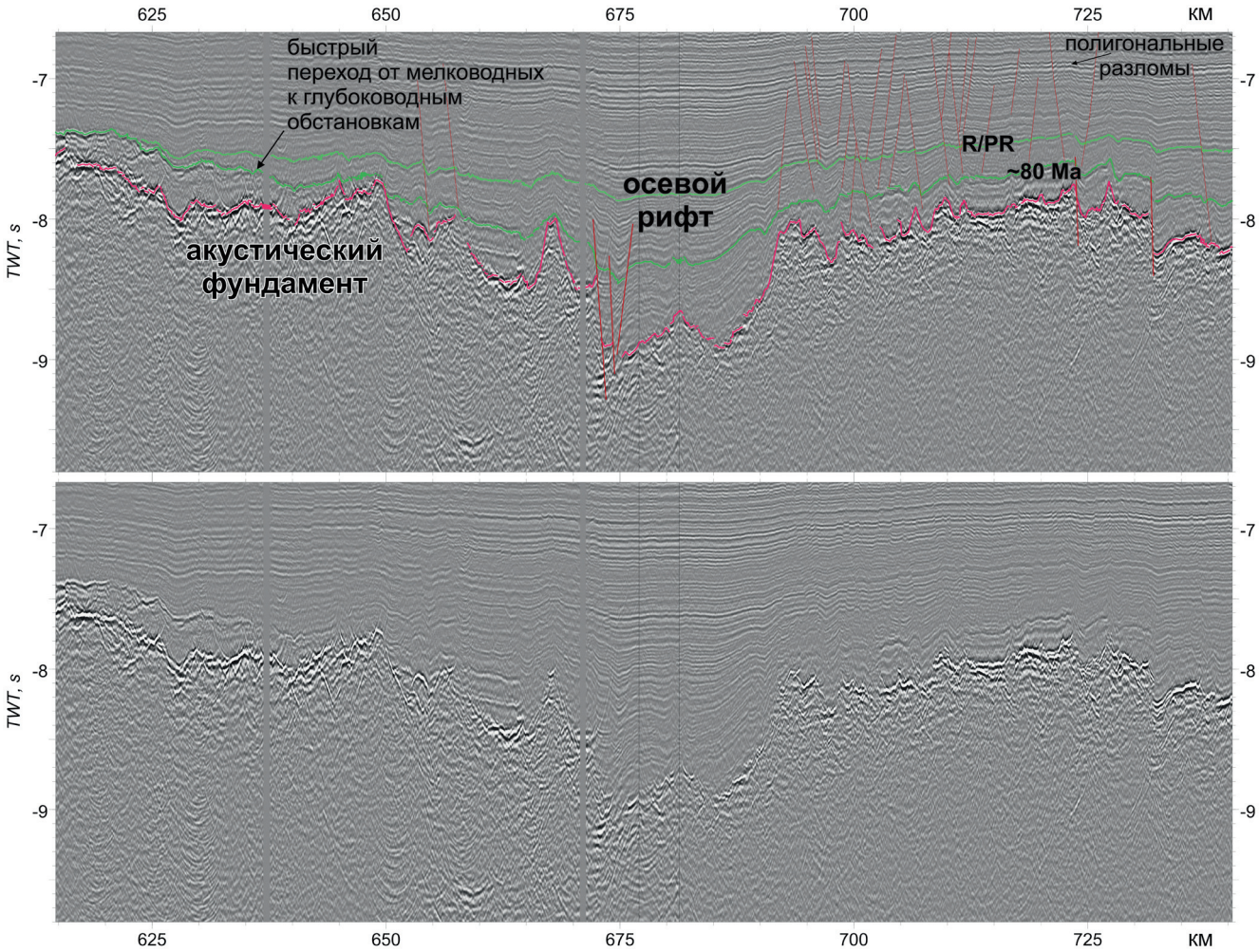


Рис. 11. Интерпретация фрагмента сейсмического профиля, показанного на рис. 10 (прямоугольник *H* на профиле). Граница ~80 Ма на склонах Канадского бассейна соответствует началу быстрого погружения всего бассейна с глубоководной седиментацией. Граница R/PR — это граница рифт-пострифт для бассейна Рифт 78 N. Уровни с полигональными разломами интерпретируются как толщи с глубоководными глинистыми осадками. Осевой рифт перекрывается осадками с вероятным возрастом около 80 Ма и моложе 100 Ма. Вертикальный масштаб в секундах (двойное время)

окраинно-континентального вулканического пояса [Nikishin et al., 2021c] и формировался примерно синхронно с ним. Поэтому его происхождение было, вероятно, обусловлено задуговыми надсубдукционными процессами. По данным [Ватрушкина, 2021] в нашей интерпретации сначала бассейн в оксфорде-киммеридже формировался в обстановке растяжения (задугового растяжения), а потом в титоне-валанжине — в обстановке сжатия (задугового сжатия с переходом в коллизию). Максимальная коллизия в пределах Южно-Анюйской коллизионной сутуры была в готериве-барреме [Соколов и др., 2021]. В апте-альбе была обстановка коллапса Верхояно-Чукотского орогена с его растяжением, внедрением гранитоидов и разнообразным вулканизмом [Miller et al., 2002; Nikishin et al., 2021c; Соколов и др., 2021; Akinin et al., 2020; Лучицкая и др., 2023; Tikhomirov et al., 2023]. Региональная тектоническая перестройка произошла около 106–100 Ма в связи с началом формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса, который продолжал активность примерно до 77 Ма [Akinin et al., 2020; Tikhomirov et al., 2023].

Корреляция данных по Арктике показывает, что вероятное время формирования Канадского бассейна в интервале готерива-баррема совпадает с эпохой максимальной коллизии в Южно-Анюйской сутуре. Здесь есть техническая проблема. Возраста границ баррема и апта постоянно уточнялись в геохронологической шкале. Многие магматические тела, датированные изотопными методами, раньше описывались как апт, а теперь стали барремом. Мы здесь используем шкалу 2023 г. (https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2023-04.pdf). В классической тектонике плит есть известная гипотеза, что при максимальной коллизии обычно происходит перестройка кинематики литосферных плит с одновременным формированием коллизионного орогена и расположенным на его продолжении задугового бассейна [Otsuki, 1989]. Мы предполагаем, что при коллизии в зоне Южно-Анюйской сутуры скорость движения Тихоокеанской плиты под Аляску (на север) резко уменьшилось. Эта перестройка субдукционной системы могла привести к вращению и откату назад субдуцированного слэба и задуговому

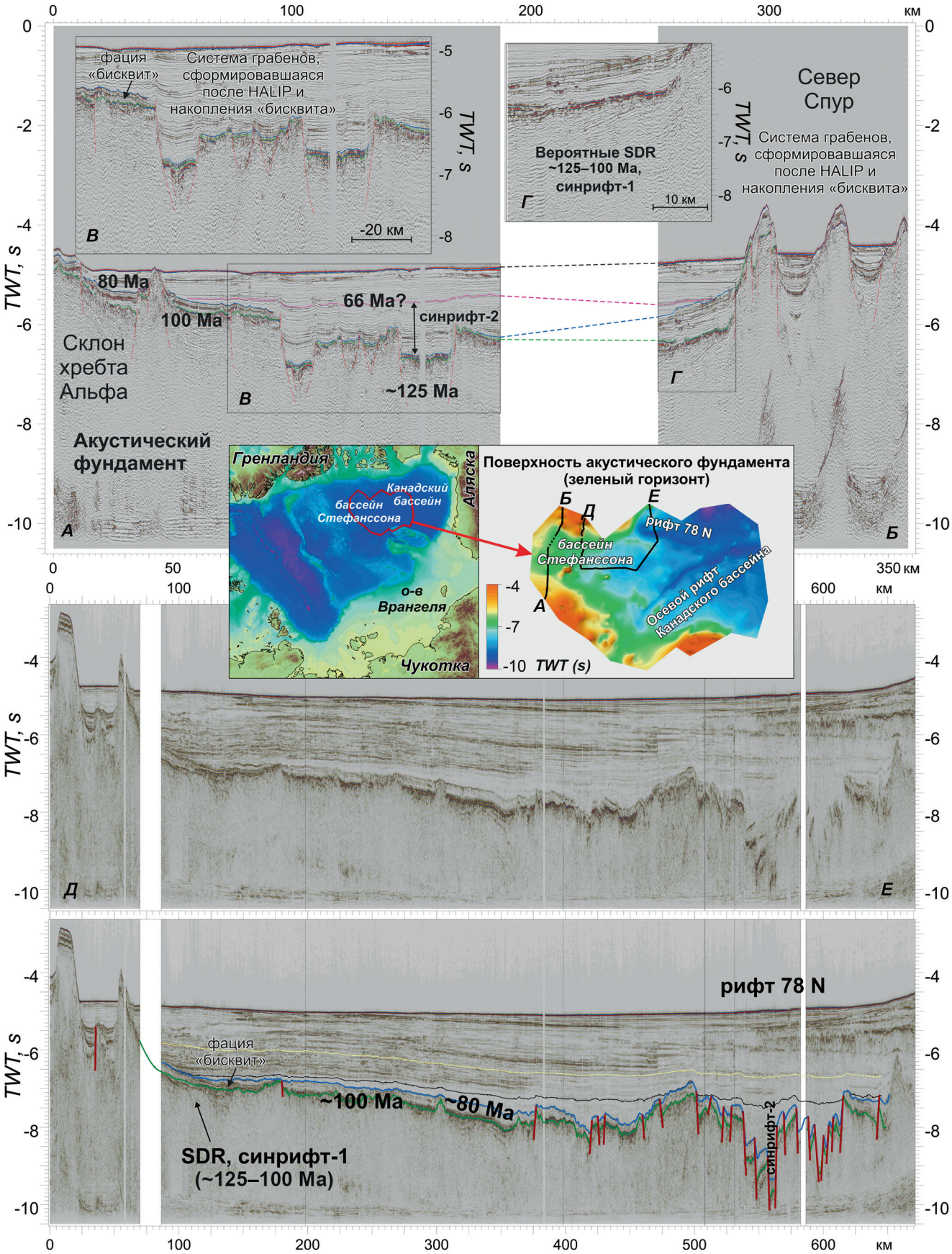


Рис. 12. Вверху — рифтовая система Север Спур. Сбросы моложе комплексов SDR. Вероятно, они формируют внутриплитный пояс рифтов с возрастом около 80–66 Ма. Внизу — на продолжении пояса грабенов Север Спур выделяется Рифт 78 N. Вероятно, время рифтинга также около 80–66 Ма. Вертикальный масштаб в секундах (двойное время). По [Nikishin et al., 2023], с изменениями

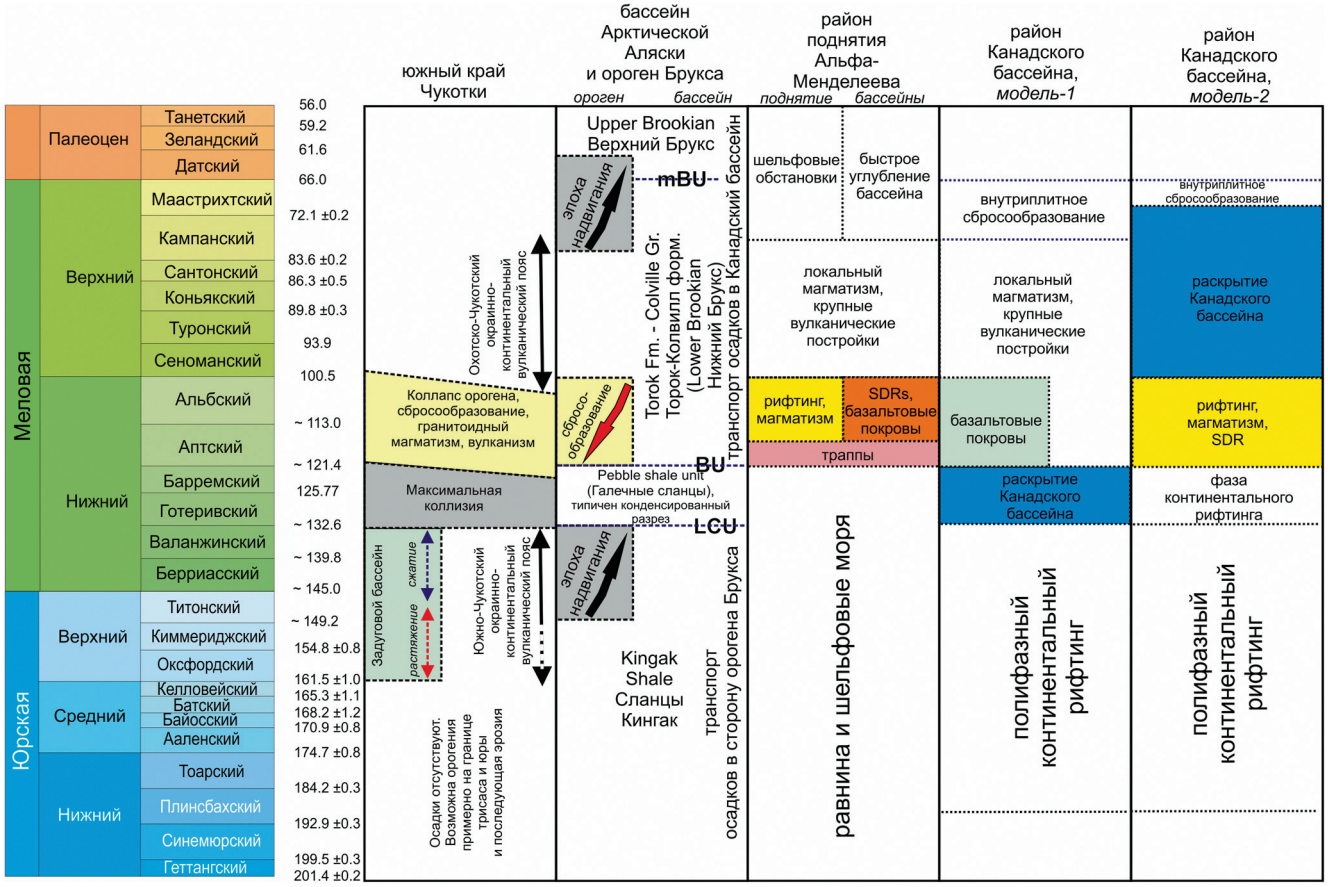


Рис. 13. Корреляция событий в районе Амеразийского бассейна и районов Чукотки и Аляски

растяжению (рис. 14). На современной Земле можно увидеть примерно сходные обстановки. Например, при коллизии Африкано-Аравийской и Евразийской литосферных плит идет современное формирование задуговых бассейнов Тирренского и Эгейского морей [Artemieva, 2023]. При гималайской коллизии Индии и Азии на продолжении зоны коллизии формируется задуговой бассейн Андаманского моря [Artemieva, 2023]. Модель задугового происхождения Канадского бассейна имеет ряд проблем. Современные обзоры для происхождения задуговых бассейнов приведены в [Gianni, Luján, 2021; Artemieva, 2023]. Очевидная проблема состоит в том, что во время его предполагаемого формирования расстояние от зоны субдукции (от желоба) до оси будущего раскрытия бассейна составляла порядка 600–700 км. В современных бассейнах это расстояние составляет обычно около 200–400 км [Artemieva, 2023]. Для некоторых меловых вероятных задуговых бассейнов Китая расстояние от желоба до бассейна составляло порядка 600–800 км [Liu et al., 2024]. Возможная геодинамика раскрытия Канадского бассейна как задугового элемента должна быть предметом отдельной публикации.

Модель «плюмового» происхождения Канадского бассейна как одной из трех рифтовых зон тройного сочленения, которая формировалась над плюмом HALIP, была предложена, как отмечалось выше, в [Mukasa et al., 2020]. По этой модели примерно после 100 Ма рифтинг и спрединг океанической коры сфокусировались в Канадском бассейне и продолжались примерно до 70 Ма. В пользу данной модели свидетельствуют следующие данные. 1) Для бассейна Наутилус установлены базальты с возрастами порядка 105–70 Ма [Mukasa et al., 2020]. По корреляциям сейсмических профилей эти базальты могут быть и в области Канадского бассейна; у нас пока нет однозначных данных. 2) На северо-восточном склоне хребта Нортхвинд установлены сейсмические комплексы SDR [Chian et al., 2016; Nikishin et al., 2023; Lundin et al., 2023] (см. рис. 10). Эти SDR комплексы могут иметь примерно одинаковый возраст с SDR комплексами бассейнов Толля, Стефанссона и поднятия Альфа-Менделеев, то есть возраст их базальтов около 125–100 Ма. Из этого следует, что кора Канадского бассейна может быть моложе 100 Ма. 3) Для континентальных окраин Канадского бассейна для низов коры характерны высокие сейсмические скорости, что типично для вулканических континентальных окраин [Chian et al., 2016]. 4) Отсутствие линейных магнитных аномалий для большей территории Канадского бассейна может указывать на то, что эта территория формировалась в эпоху без инверсий магнитного поля, то

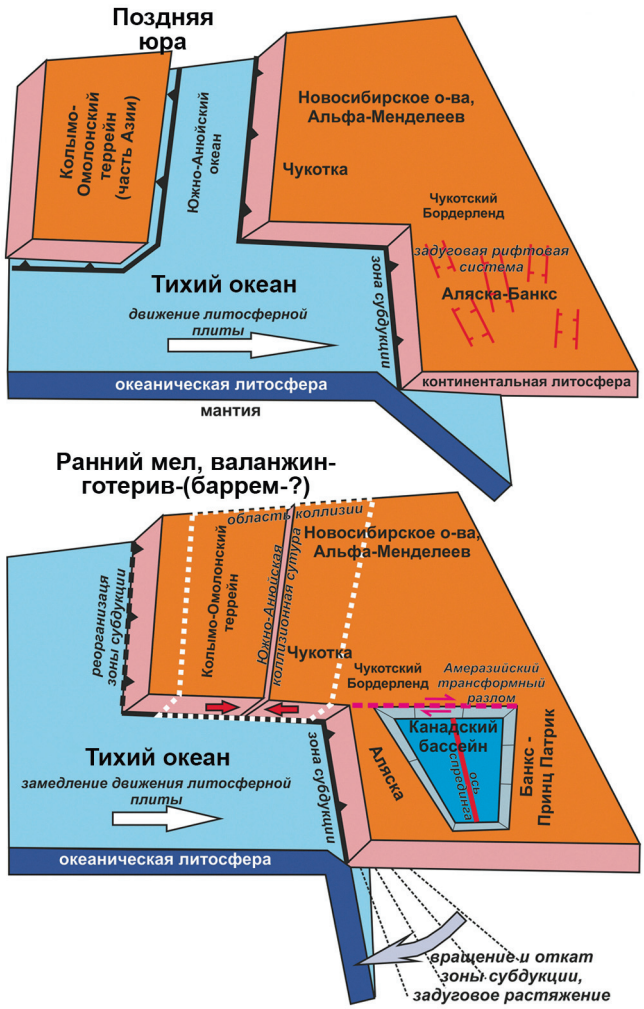


Рис. 14. Первый вариант модели задугового происхождения Канадского бассейна. Коллизия в полосе Южно-Анюйской сутуры привела к замедлению движения Тихоокеанской плиты, откату зоны субдукции в сторону Тихого океана и формированию Канадского бассейна

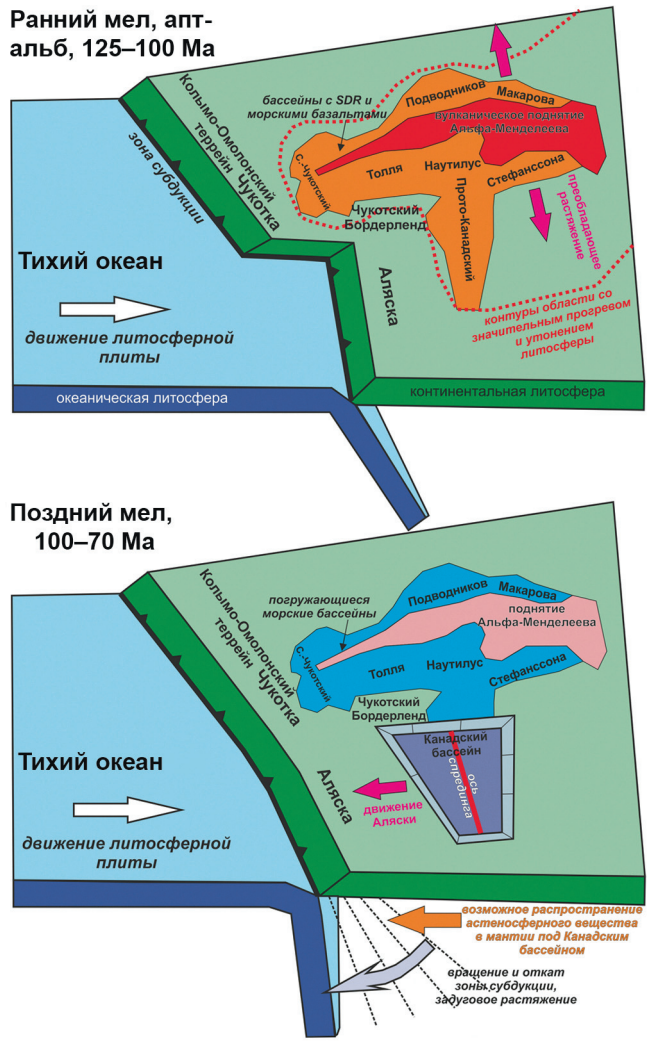


Рис. 15. Второй вариант модели задугового происхождения Канадского бассейна. В апте-альбе сформировались поднятие Альфа-Менделеева и сопряженные бассейны. Процессы сопровождались сильным растяжением и магматизмом. Раздвижение литосферных плит не происходило, процессы носили внутриплитный характер. При этом, возможно, была прогрета и ослаблена литосфера под будущим Канадским бассейном. В позднем мелу эта ослабленная зона литосферы была использована при задуговом растяжением при субдукции под Аляску. Позднемеловой откат Аляски в сторону зоны субдукции привел к формированию Канадского бассейна

есть 120–84 Ма (более вероятно, 100–84 Ма). Область с линейными магнитными аномалиями формировалась в эпоху инверсий около 84–70 Ма.

Дискуссия. Пока нет однозначной модели формирования Канадского бассейна. На современной Земле есть два основных типа бассейнов с океанической корой: океаны со срединно-океаническими хребтами и задуговые бассейны. Океаны образуют единую мировую систему. Задуговые бассейны не имеют связи с мировой системой срединно-океанических хребтов. Исходя из этого, можно с большей вероятностью допускать, что Канадский бассейн является задуговым по геодинамике формирования, при этом он формировался около 133–125 Ма (см. рис. 14).

Мы также можем отметить, что нет в мире примера океанического бассейна, сформированного над гипотетическим плюмом и не связанным с мировой системой срединно-океанических хребтов. «Плюмовую» модель формирования Канадского бассейна мы можем усложнить. Гипотетический плюм HALIP, например, прогрел и сделал более пластичной литосферу будущего Канадского бассейна. Задуговое надсубдукционное растяжение в апте-позднем мелу привело к раскрытию Канадского бассейна по геодинамике формирования задугового бассейна с откатом зоны субдукции Тихого океана (см. рис. 9). В этом случае надо допускать отодвигание Аляски на юг на сотни километров в позднем мелу, как это допускается в [Miller et al., 2018; Akinin et al., 2020]. При этом, примерно 125–100 Ма формировались пассивные вулканические континентальные окраины, а около 100–70 Ма происходили сначала формирование переходной коры, а потом спрединг нормальной океанической коры (рис. 15).

Выводы. Мы допускаем минимум два варианта хронологии событий при формировании

Канадского бассейна. Первый вариант более традиционный. Сначала около 190–133 Ма был континентальный рифтинг в задуговой тектонической обстановке. Затем, около 133–125 Ма произошло задуговое (надсубдукционное) раскрытие Канадского бассейна сначала с переходной, а потом с нормальной океанической корой. После этого как минимум часть бассейна была перекрыта базальтами с возрастами около 125–100 Ма с последующим формированием крупных вулканических построек около 100–80 Ма.

Второй вариант пока менее традиционный. Сначала около 190–125 Ма был континентальный рифтинг в задуговой тектонической обстановке. Около 125–100 Ма была эпоха формирования поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных бассейнов. На месте Канадского бассейна возник осевой континентальный рифт и в отдельных зонах в полосе этого рифта начали формироваться вулканические континентальные окраины с SDR комплексами. Затем, около 100–70 Ма было раскрытие Канадского бассейна. Сначала, около 100–84 Ма формировалась переходная кора, а затем, около 84–70 Ма формировалась нормальная океаническая кора.

Первый вариант формирования Канадского бассейна больше согласуется с данными континентальной геологии. Второй вариант предпочтительнее с позиций интерпретации сейсмических профилей. Вполне вероятны и другие интерпретации истории формирований Канадского бассейна.

Оба варианта предполагают, что главный механизм формирований Канадского бассейна — это задуговое (надсубдукционное) растяжение. В первом варианте причиной начала раскрытия Канадского бассейна была резкая перестройка кинематики плит Тихого океана во время максимальной коллизии в полосе Южно-Анюйской сутуры. Во втором варианте прогрев литосферы в эпоху HALIP способствовал ее утонению. Вероятно, именно в зоне этой утоненной и ослабленной литосферы сфокусировалось задуговое растяжение в позднем мелу.

Первый вариант хронологии событий частично следует известной модели А. Гранца [Grantz et al., 2011]. Второй вариант — совсем другой взгляд на историю Канадского бассейна.

Благодарности. Авторы благодарны многим коллегам из ВНИИОкеангеология, ГИН РАН, ИО РАН, ИФЗ РАН, ВСЕГЕИ, ПАО «НК Роснефть», ИМГРЭ, МГУ, СПбГУ, НГУ за дискуссии по геологии Арктики. Мы благодарны В.В. Акинину и М.В. Лучицкой за конструктивные замечания для первой версии статьи. Работа была улучшена после критических замечаний рецензентов С.Ю. Соколова и Р.В. Веселовского.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект 24-17-00020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ватрушкина Е.В. Верхнеюрско-нижнемеловые осадочные отложения Западной Чукотки // Труды Геологического института РАН. Вып. 625. М.: ГЕОС, 2021. 170 с.

Лобковский Л.И., Соколов С.Д., Сорохтин Н.О. и др. Двухъярусная субдукция в верхней мантии как механизм эволюции литосферы Восточной Арктики в поздней юре-раннем мелу // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500, № 2. С. 123–130.

Лучицкая М.В., Герцева М.В., Сысоев И.В. Геодинамика и раннемеловой магматизм Северного вулкано-плутонического пояса Верхояно-Колымской складчатой области (северо-восток России) // Геотектоника. 2023. № 5. С. 96–120.

Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

Никишин А.М., Сколотнев С.Г., Фоулджер Дж.Р. и др. Строение коры поднятия Менделеева в Арктическом океане: синтез данных сейсморазведки и опробования горных пород // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 3–15.

Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В. и др. Тектоническая позиция Южно-Анюйской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.

Старикова Е.В., Галиева А.М., Коновалов А.Л. и др. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения восточной части Олойской зоны: стратиграфия, геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42, № 4. С. 3–29.

Черных А.А., Яковенко И.В., Каминский В.Д. и др. Тектоническая схема Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 510, № 2. С. 134–141.

Akinin V.V., Miller, E.L., Toro J., et al. Episodicity and the dance of Late Mesozoic magmatism and deformation along the Northern Circum-Pacific margin: NE Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 208. 103272.

Artemieva I.M., Back-arc basins: A global view from geophysical synthesis and analysis // Earth-Science Reviews. 2023. Vol. 236. 104242.

Blakey R. Paleotectonic and paleogeographic history of the Arctic region // Atlantic Geology. 2021. Vol. 57. P. 7–39.

Breivik A.J., Mjelde R., Faleide J.I., et al. Rates of continental breakup magmatism and seafloor spreading in the Norway Basin–Iceland plume interaction // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. B07102.

Brumley K., Miller E.L., Konstantinou A., et al. First bedrock samples dredged from submarine outcrops in the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // Geosphere. 2015. Vol. 11. P. 76–92.

Chen Z., Dietrich J., Lane L.S., et al. Beaufort–Mackenzie Tectono-Sedimentary Element // Sedimentary Successions of the Arctic Region and their Hydrocarbon Prospectivity / Eds. S.S. Drachev, H. Brekke, E. Henriksen, T. Moore. Geological Society. London: Memoirs, 2024. Vol. 57.

Chernykh A., Glebovsky V., Zykov M., et al. New insights into tectonics and evolution of the Amerasia Basin // J. Geodyn. 2018. Vol. 119. P. 167–182.

Chian D., Jackson H.R., Hutchinson D.R., et al. Distribution of crustal types in Canada Basin, Arctic Ocean // Tectonophysics. 2016. Vol. 691. P. 8–30.

Dietrich J.R., Chen Z., Hannigan P.K., et al. Oil and gas resource potential in the deep-water Canada Basin, Arctic Ocean // Geological Survey of Canada, Open File 8355 (revised). 2018. 31 p.

Dixon J., Lane L.S., Dietrich J.R., et al. Geological History of the Late Cretaceous to Cenozoic Beaufort-Mackenzie Basin, Arctic Canada. The Sedimentary Basins of the United States and Canada // Elsevier B.V. 2019.

Dobretsov N.L., Vernikovsky V.A., Karyakin Y.V., et al. Mesozoic–Cenozoic volcanism and geodynamic events in the Central and Eastern Arctic // Russ. Geol. Geophys. 2013. Vol. 54. P. 874–887.

Døssing A., Gaina C., Jackson H.R., et al. Cretaceous ocean formation in the High Arctic // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. Vol. 551. P. 116552.

Embry A. Petroleum prospectivity of the Triassic–Jurassic succession of Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago // Arctic Petroleum Geology. Geological Society / Eds. A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova, K. Sørensen. London: Memoirs. 2011. Vol. 35. P. 545–558.

Funck T., Shimeld J. Crustal structure and magmatism of the Marvin Spur and northern Alpha Ridge, Arctic Ocean // Geophysical Journal International. 2023. Vol. 233. Issue 1. P. 740–768.

Gaina C., Werner S.C., Saltus R., et al. Chapter 3. Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // Geol. Soc. London, Mem. Vol. 35. 2011. P. 39–48.

Geoffroy L., Chauvet F., Ringenbach J.-C. Middle-lower continental crust exhumed at the distal edges of volcanic passive margins // Communications Earth & Environment. 2022. Vol. 3. 95.

Gianni G.M., Luján S.P. Geodynamic controls on magmatic arc migration and quiescence // Earth-Science Reviews. 2021. Vol. 218. P. 103676.

Grantz A., Hart P., Childers V. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean // Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V., Sørensen, K. (eds.) Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc. London, Mem. 35. 2011. P. 771–799.

Hadlari T., Midwinter D., Galloway J.M., et al. Mesozoic rift to post-rift tectonostratigraphy of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic // Mar. Pet. Geol. 2016. Vol. 76. P. 148–158.

Harrison J.C., St-Onge M.R., Petrov O.V., et al. Geological map of the Arctic; Geological Survey of Canada, Map 2159A, scale 1:5 000 000 // Geological Survey of Canada. 2011.

Helwig J., Kumar N., Emmet P., et al. Chapter 35 Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential // Geol. Soc. London, 2011. Mem. 35. P. 527–543.

Hoiland C.W., Mille E.L., Pease V. Greenschist facies metamorphic zircon overgrowths as a constraint on exhumation of the Brooks Range metamorphic core, Alaska // Tectonics. 2018. Vol. 37. P. 3429–3455.

Houseknecht D.W. Evolution of the Arctic Alaska Sedimentary Basin. The Sedimentary Basins of the United States and Canada, 2019.

Hutchinson D.R., Houseknecht D.W., Mosher D.C. Canada Basin Tectono-Sedimentary Element, Arctic Ocean // Sedimentary Successions of the Arctic Region and their Hydrocarbon Prospectivity / Eds. S.S. Drachev, H. Brekke, E. Henriksen, T. Moore // Geological Society. London, 2024. Memoirs, 57.

Hutchinson D.R., Jackson H.R., Houseknecht D.W., et al. Significance of Northeast-Trending Features in Canada Basin, Arctic Ocean // Geochemistry. Geophys. Geosystems. 2017. Vol. 18. P. 4156–4178.

Jakobsson M., Mayer L.A., Bringensparr C., et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 // Sci Data. 2020. Vol. 7. P. 176.

Kashubin S.N., Petrov O.V., Artemieva I.M., et al. Crustal structure of the Mendeleev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment "Arctic-2012" // J. Geodyn. 2018. Vol. 119. P. 107–122.

Lebedeva-Ivanova N., Gaina C., Minakov A., et al. ArcCRUST: Arctic Crustal Thickness From 3-D Gravity Inversion // Geochemistry, Geophys. Geosystems. 2019. 2018GC008098.

Liu K., Xiao W., Wilde S. A., et al. Arc magmatism controlled by switches in tectonic style: Insights from the NE Asian margin in the Cretaceous // Geophysical Research Letters. 2024. Vol. 51. e2023GL105111.

Lundin E.R., Doré A.G, Naliboff J., et al. Utilization of continental transforms in break-up: observations, models, and a potential link to magmatism // Nemčok M., Doran H., Doré A.G., Ledvényiová L., Rybár S. (eds.), 2023. Tectonic Development, Thermal History and Hydrocarbon Habitat Models of Transform Margins: their Differences from Rifted Margins // Geological Society, London, Special Publications. 2023. Vol. 524. P. 121–145.

Miller E.L., Akinin V.V., Dumitru T.A., et al. Deformational history and thermochronology of Wrangel Island, East Siberian Shelf and coastal Chukotka, Arctic Russia // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2018. Vol. 460. P. 207–238.

Miller E.L., Gelman M., Parfenov L., et al. Tectonic setting of Mesozoic magmatism: A comparison between northeastern Russia and the North American Cordillera // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Artic Margin and Adjacent Landmasses. Geol. Soc. Am. 2002.

Miller E.L., Hudson T.L., Mid-Cretaceous extensional fragmentation of a Jurassic-Early Cretaceous Compressional Orogen, Alaska // Tectonics. 1991. Vol. 10. P. 781–796.

Moore T.E., O'Sullivan P.B., Potter C.J., et al. Provenance and detrital zircon geochronologic evolution of lower Brookian foreland basin deposits of the western Brooks Range, Alaska, and implications for early Brookian tectonism // Geosphere. 2015. Vol. 11. P. 93–122.

Mosher D., Dickson M-L., Shimeld J., et al. Canada's maritime frontier: the science legacy of Canada's extended continental shelf mapping for UNCLOS // Can. J. Earth Sci. 2023, 00: 1–51.

Mukasa S.B., Andronikov A., Brumley K., et al. Basalts from the Chukchi Borderland: 40Ar/39Ar Ages and Geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the western Arctic Ocean // American Geophysical Union. 2020.

Nikishin A.M., Foulger G.R., Akinin V.V., et al. Arctic Cretaceous tectonic and igneous mega-province (TIMP): regional domains and geodynamics // Journal of Geodynamics. 2024.

Nikishin A.M., Malyshev N.A., Petrov E.I., Geological Structure and History of the Arctic Ocean // EAGE Publications bv. 2014.

Nikishin A.M., Petrov E.I., Startseva K.F., et al. Seismostratigraphy, paleogeography and paleotectonics of the Arctic deep-water basin and its Russian shelf // Transactions of the Geological Institute. Moscow: GIN RAS, 2022. 156 p.

Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., et al. Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 — Data collection // Earth-Sci. Rev. 2021a. Vol. 217. 103559.

Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., et al. Arctic Ocean Mega Project: Paper 2 — Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // Earth-Sci. Rev. 2021b. Vol. 217. 103581.

Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., et al. Arctic Ocean Mega Project: Paper 3 — Mesozoic to Cenozoic geological evolution // Earth-Sci. Rev. 2021c. Vol. 217. 103034.

Nikishin A.M., Rodina E.A., Startseva K.F., et al. Alpha-Mendeleev Rise, Arctic Ocean: A double volcanic passive margin // Gondwana Res. 2023.

Oakey G.N., Saltus R.W. Geophysical analysis of the Alpha–Mendeleev ridge complex: Characterization of the High Arctic Large Igneous Province // Tectonophysics. 2016. Vol. 691. P. 65–84.

Otsuki K. Empirical relationship among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: "laws of convergence rate of plates" // Tectonophysics. 1989. Vol. 159. P. 73–94.

Parfenov L.M., Natal'in B.A. Mesozoic tectonic evolution of Northeastern Asia // Tectonophysics. 1986. Vol. 127. P. 291–304.

Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., et al. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // Earth-Sci. Rev. 2016. Vol. 154. P. 29–71.

Petrov O.V., Smelror M. (eds.). Tectonics of the Arctic // Springer Geology. 2021.

Piskarev A., Poselov V., Kaminsky V. (Eds.) Geologic Structures of the Arctic Basin. Springer International Publishing, Cham. 2019.

Rodina E.A., Nikishin A.M., Startseva K.F., et al. Cretaceous volcanism and intrusive magmatism features in the Mendeleev Rise region (Arctic Ocean) according to seismic data // Moscow University Geol. Bull. 2022. Vol. 77, No. 5. P. 447–465.

Saltus R.W., Miller E.L., Gaina C., et al. Chapter 4. Regional magnetic domains of the Circum-Arctic: a framework for geodynamic interpretation // Geol. Soc. London, Mem. 2011. Vol. 35. P. 49–60.

Shephard G.E., Müller R.D., Seton M. The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // Earth-Science Rev. 2013. Vol. 124. P. 148–183.

Shimeld J.W., Chian D., Jackson H.R., et al. Evidence for an important tectonostratigraphic seismic marker across Canada Basin and southern Alpha Ridge of the Arctic Ocean // Geological Survey of Canada, Open File. 2011. 6822.

Shimeld J.W., Boggild K., Mosher D.C., et al. Reprocessed multi-channel seismic-reflection data set from the Arctic Ocean, collected using icebreakers between 2007–2011 and 2014–2016 for the Canadian Extended Continental Shelf program // Geological Survey of Canada, 2021. Open File 8850, 1.

Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T., et al. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Mar. Geol. 2019. Vol. 407. P. 148–163.

Skolotnev S.G., Fedonkin M.A., Korniychuk A.V. New data on the age of magmatic rocks of the Alpha-Mendeleev Rise (Arctic Ocean) based on the results of isotopic U/Pb dating of zircons // Doklady Earth Sciences. 2023. Vol. 513, Part 1. P. 1104–1109.

Skolotnev S.G., Freiman S.I., Khisamutdinova A.I., et al. Sedimentary Rocks in the Basement of the Alpha–Mendeleev Rise, Arctic Ocean // Lithology and Mineral Resources. 2022. Vol. 57, No. 2. P. 121–142.

Sokolov S.D. Tectonics of Northeast Asia: an overview // Geotectonics. 2010. Vol. 44, No. 6. P. 493–509.

Sokolov S.D., Tuchkova M.I., Ganelin A.V., et al. Tectonics of the South Anyui Sutere, Northeastern Asia. 2015 // Geotectonics. 2015. Vol. 49, No. 1. P. 3–26.

Sømme T.O., Doré A.G., Lundin E.R., et al. Triassic–Paleogene paleogeography of the Arctic: Implications for sediment routing and basin fill // AAPG Bulletin. 2018. Vol. 102, No. 12. P. 2481–2517.

Tikhomirov P.L., Luchitskaya M.V., Prokofiev V.Y., et al. Evolution of Aptian and Albian magmatism of Western and Northern Chukotka (Northeast Russia) based on zircon U-Pb geochronology and rock geochemistry. Evolution of Aptian and Albian magmatism of Western and Northern Chukotka (Northeast Russia) based on zircon U-Pb geochronology and rock geochemistry // International Geology Review. 2023.

Zhang T., Dyment J., Gao J.Y. Age of the Canada Basin, Arctic Ocean: indications from high-resolution magnetic data // Geophysical Research Letters. 2019. Vol. 46. P. 13 712–13 721.

Статья поступила в редакцию 15.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 552.16 (571.511)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-23-33

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА: РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Владимир Сергеевич Захаров[1], Любовь Ивановна Демина[2], Мария Юрьевна Промыслова[3]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; zakharov@geol.msu.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lidem06@rambler.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mary_promyslova@gmail.com

Аннотация. В пределах Северо-Таймырской тектонической зоны, сложенной преимущественно породами континентального склона и подножия пассивной окраины Карского континента, широко проявлен зональный метаморфизм. Для объяснения особенностей наблюдаемого зонального метаморфизма проведено численное геодинамическое моделирование, воспроизводящее континентальную коллизию Карского и Сибирского континентов в позднем палеозое. Показано, что динамика *P–T* условий пород континентальной коры (*P–T–t* тренды) в модели хорошо соответствуют термодинамическим параметрам наблюдаемой метаморфической зональности. Предложена геодинамическая схема, согласно которой формирование метаморфической зональности Северо-Западного Таймыра произошло на нисходящей ветви *P–T–t* тренда метаморфизма, протекающего на завершающей стадии коллизии, сформировавшей Северо-Таймырскую тектоническую зону.

Ключевые слова: зональный метаморфизм, коллизия, численное геодинамическое моделирование, *P–T–t* тренды, Таймыр

Для цитирования: *Захаров В.С., Демина Л.И., Промыслова М.Ю.* Геодинамическая природа метаморфической зональности Северо-Западного Таймыра: результаты численного моделирования и геолого-петрологические данные // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 23–33.

GEODYNAMIC NATURE OF NORTHWESTERN TAIMYR METAMORPHIC ZONALITY: RESULTS OF NUMERICAL MODELING AND GEOLOGY-PETROLOGICAL DATA

Vladimir S. Zakharov[1], Lyubov I. Demina[2], Mariya Yu. Promyslova[3]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zakharov@geol.msu.ru
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lidem06@rambler.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mary_promyslova@gmail.com

Abstract. Zonal metamorphism is widely manifested within the North Taimyr tectonic zone, composed mainly of rocks from the continental slope and the foot of the Kara continent passive margin. To explain the observed zonal metamorphism features, numerical geodynamic modeling was carried out, reproducing the continental collision of the Kara and Siberian continents in the late Paleozoic. It is shown that the modeling *P–T* conditions dynamics of continental crust rocks (*P–T–t* trends) corresponds well to the observed metamorphic zonality thermodynamic parameters. It has been proposed a geodynamic scheme, according to which the formation of metamorphic zonality in Northwestern Taimyr occurred on the descending branch of the *P–T–t* metamorphism trend. Such metamorphism took place at the final stage of the collision that formed the North Taimyr tectonic zone.

Keywords: zonal metamorphism, collision, numerical geodynamic modeling, *P–T–t* trends, Taimyr

For citation: Zakharov V.S., Demina L.I., Promyslova M.Yu. Geodynamic nature of Northwestern Taimyr metamorphic zonality: results of numerical modeling and geology-petrological data. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 23–33. (In Russ.).

Введение. В процессе континентальной коллизии происходит существенное преобразование земной коры, которое сопровождается сложными деформациями (надвигание, смятие в складки, скучивание и т. д.), магматизмом и метаморфизмом различных типов в том числе зональных: андалузит-силлиманитового; кианит-силлиманитового; инвертированного. Метаморфическая зональность коллизионных орогенов может иметь как прогрессивный (проградный), так и регрессивный (ретроградный) характер [Скляров и др., 2001; Hollister, 1982; Hodges, Silverberg, 1988].

История большинства метаморфических комплексов включает в себя прохождение через несколько этапов изменения термодинамических условий. Признаки этих этапов могут сохраниться в виде ми-

неральных реликтов, микроструктур и химической зональности минералов. На *P–T* диаграммах этапы метаморфизма выражаются в виде трендов, представляющих собой «запись» сопряженного изменения температуры и давления в ходе геологической истории метаморфических пород [Лиханов, 2020].

Результаты численного моделирования с построением *P–T–t* трендов метаморфизма конкретных метаморфических комплексов играют очень важную роль для реконструкции геодинамических обстановок (см. например, [Sizova et al., 2014] и обзор там). Особое место занимает изучение зональных комплексов, поскольку в этом случае можно судить об эволюции термальной структуры земной коры на определенной геодинамической стадии ее развития.

На Таймыре зональный метаморфизм проявлен в пределах Северо-Таймырской тектонической зоны, которая сложена преимущественно ритмично чередующимися метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами, относящимися к образованиям континентального склона и подножия Карского континента и представляющая собой его пассивную окраину [Верниковский, 1996; Проскурнин и др., 2014]. Коллизия Карского и Сибирского континентов (306–258 млн лет) зафиксирована известковощелочным гранитным магматизмом и зональным метаморфизмом от серицит-хлоритовых сланцев до гранат-биотит-ортоклазовых гнейсов и мигматитов [Шулятин, Захаров, 1971; Забияка, 1974; Демина, Белов, 1979; Верниковский, 1996; Демина и др., 2019; Захаров и др., 2023].

Ранее флишоидные толщи Северо-Западного Таймыра были включены в состав Харитоновской серии [Забияка, 1974; Беззубцев и др., 1986]. Впоследствии они были отнесены к Ленивенской серии рифейского возраста, в составе которой выделяются (снизу вверх): воскресенская толща — метапесчаники, метаалевролиты, углеродистые сланцы, филлиты, кристаллические сланцы, гнейсы; стерлиговская толща — метапесчаники, метаалевролиты, ильменитсодержащие сланцы; конечинская толща — метапесчаники, метаалевролиты, углеродистые сланцы. Выше залегает мининская толща (песчаники, алевролиты, филлиты, аргиллиты) верхнего рифея–нижнего венда, также входившая ранее в состав Харитоновской серии [Нагайцева, Лопатин, 2000].

Возраст флишоидных отложений является предметом дискуссий. Часть исследователей относит их либо к рифею на основании находок акритарх [Нагайцева, Лопатин, 2000], либо к венду [Проскурнин и др. 2016]. В пределах Хутудинского блока, установлена также и кембрийская фауна [Беззубцев, 1986].

Наиболее древними и глубокометаморфизованными породами в Северо-Таймырской тектонической зоне являются метаморфиты Тревожнинского комплекса, который сложен биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами (35–40%), амфиболовыми и биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, реже мраморами, кальцифирами и кварцитами [Забияка, 2000]. Относительно возраста Тревожнинского комплекса у исследователей нет единого мнения. Н.Н. Нагайцева и Б.Г. Лопатин [2000] относят его предположительно к раннему протерозою, А.И. Забияка к рифею [2000], В.Ф. Проскурнин и др. [2016] к венду. Результаты U-Pb SHRIMP изотопного датирования по цирконам показали очень широкий разброс абсолютных возрастов от 281±83 до 1529±31 млн лет [Проскурнин и др., 2016].

В настоящей статье мы предлагаем геодинамическую схему формирования наблюдаемой метаморфической зональности Северо-Западного Таймыра на основании геолого-петрологических данных и численного моделирования.

Методы исследований. При определении характеристик и зональности метаморфизма Северо-Западного Таймыра использовались методы картирования по изоградам минералов-индикаторов различных фаций метаморфизма горных пород, расчеты *P–T* параметров с применением геотермометров и геобарометров разных авторов, а также физико-химический анализ парагенезисов минералов метаморфических толщ.

Для объяснения особенностей метаморфизма региона проводилось численное геодинамическое моделирование континентальной коллизии с использованием оригинального кода I2VIS [Gerya, Yuen, 2003]. Код основан на методе конечных разностей на недеформируемой нерегулярной смещенной сетке с использованием лагранжевых маркеров в ячейке. В моделях рассматривается деформация вязко-пластической среды под действием приложенных тектонических сил, при этом решаются уравнения движения, неразрывности и теплопроводности в движущейся среде с учетом массовых сил, связанных с тепловыми и химическими неоднородностями, тепловых эффектов от адиабатического сжатия/расширения и вязкого трения. Учитывается влияние фазовых переходов, в том числе частичное плавление и кристаллизация, степень и интенсивность которых зависит от *P–T* условий и содержания флюида, а также миграция флюидов и расплавов.

Для представления литологической структуры модели используются лагранжевы маркеры, изначально распределенные по плотной случайной сетке между узлами основной прямоугольной сетки. С каждым шагом по времени маркеры перераспределяются в соответствии с расчетным полем скоростей, отражая тем самым трансформацию литологического строения и физических характеристик модели. Изменение положения маркеров позволяет моделировать деформацию среды, а также проследить эволюцию во времени баротермальных условий пород (*P–T–t* тренды).

Модель воспроизводит динамику литосферы, верхней мантии и переходной зоны в вертикальном сечении размером 4000×400 км. Начальное состояние модели — два блока континентальной

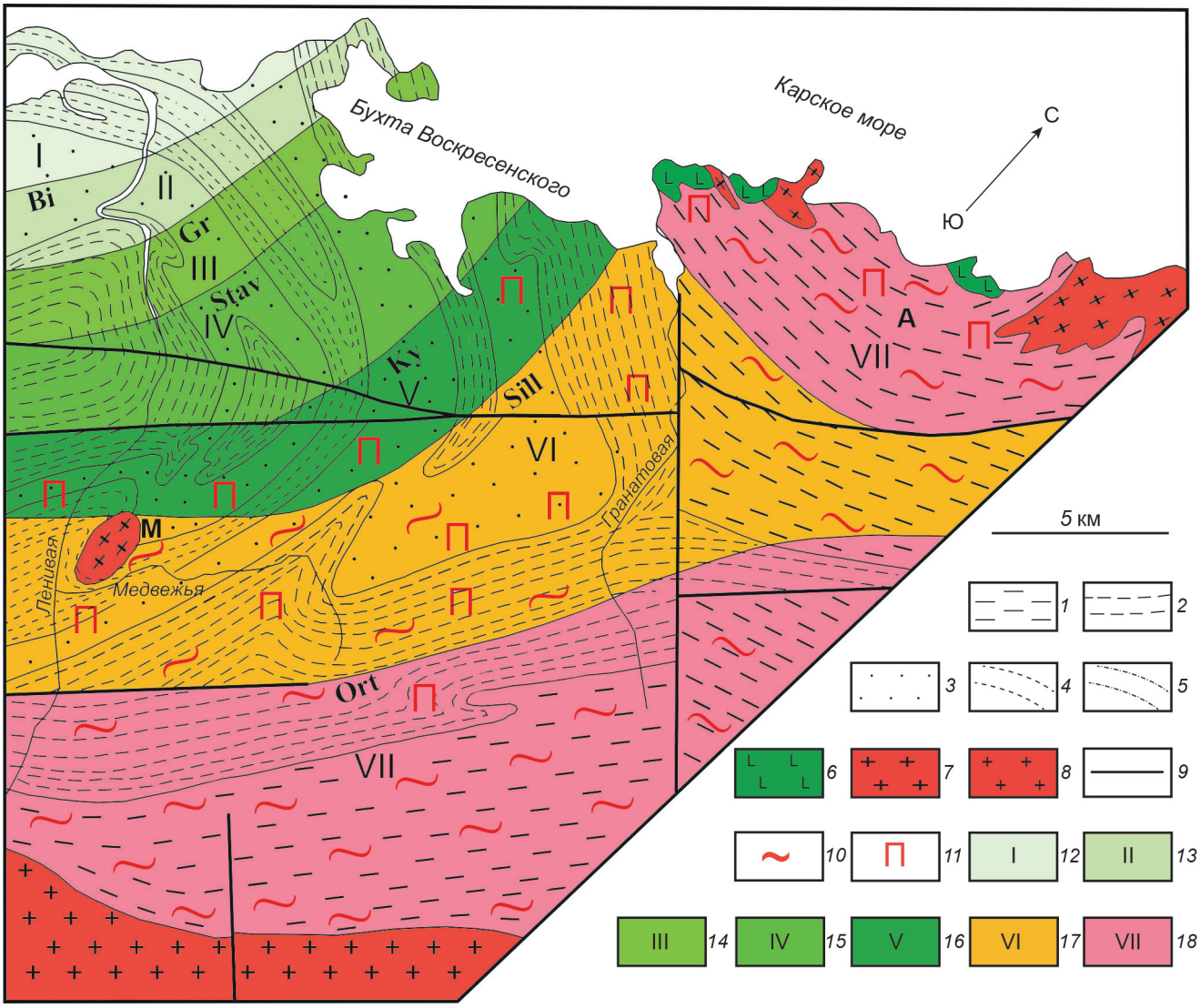


Рис. 1. Метаморфическая зональность Северо-Западного Таймыра. Составлена с использованием данных Л.И. Деминой, В.П. Белова [1979], Н.Н. Нагайцевой, Б.Г. Лопатина [2000], В.Ф. Проскурнина и др. [2016]. *1* — Тревожнинский метаморфический комплекс. (*2–4*) — Ленивенская серия: *2* — воскресенская толща (метапесчаники, метаалевролиты, углеродистые сланцы, филлиты, кристаллические сланцы, гнейсы); *3* — стерлиговская толща (метапесчаники, метаалевролиты, ильменитсодержащие сланцы); *4* — конечинская толща (метапесчаники, метаалевролиты, углеродистые сланцы); *5* — мининская толща (песчаники, алевролиты, филлиты, аргиллиты); *6* — метабазиты; *7* — гранито-гнейсы медвежьевского и аттовского комплексов; *8* — позднепалеозойские гранитоиды и гранито-гнейсы; *9* — разрывы; *10* — мигматиты; *11* — пегматиты; *12–18* — зоны метаморфизма: *12* — серицит-хлоритовая; *13* — хлорит-биотитовая; 14 — хлорит-биотит-гранатовая; *15* — ставролитовая; *16* — гранат-биотит-мусковит-кианитовая; *17* — гранат-биотит-мусковит-силлиманитовая; *18* — гранат-биотит-ортоклазовая. Изограды: Bi — биотита, Gr — граната, Stav — ставролита, Ky — кианита, Sill –силлиманита, Ort — ортоклаза. Гранито-гнейсовые купола: M — Медвежьевский; A — Аттовский

литосферы, разделенные океаническим бассейном шириной 600 км (Приложение, рис. П1). Для создания условий конвергенции задается скорость движения левого континента (желтая стрелка на рис. П1 и на рис. 5). Коллизии предшествует субдукция океанической литосферы под правый континент, которая направляется по наклонной реологически ослабленной зоне в мантии.

Мощность континентальной литосферы в наших моделях варьировалась в пределах $H_L = 100–200$ км, скорость конвергенции в пределах $v = 2–10$ см/год. Континентальная кора имеет трехслойное строение: верхняя и средняя кора кислого, а нижняя — базитового состава, мощностью 15, 15 и 10 км, соответственно. Океаническая кора двухслойная: верхняя — базальтовая, нижняя — габброидная, мощностью 2 и 5 км, соответственно. Тепловая структура континентальной литосферы задавалась в соответствии с кусочно-линейной геотермой, океанической литосферы — по модели остывания полупространства. Более подробно характеристики и особенности модели описаны в работах [Захаров и др., 2015; Демина и др., 2018; Perchuk et al., 2016].

Для отслеживания эволюции *P–T* условий фрагментов вещества (маркеров) проводилось построение *P–T–t* трендов, для чего использовано ПО I2VISTool (автор — С.П. Завьялов) и markers_P–T–t (автор — Т.А. Синева). Для проверки адекватности

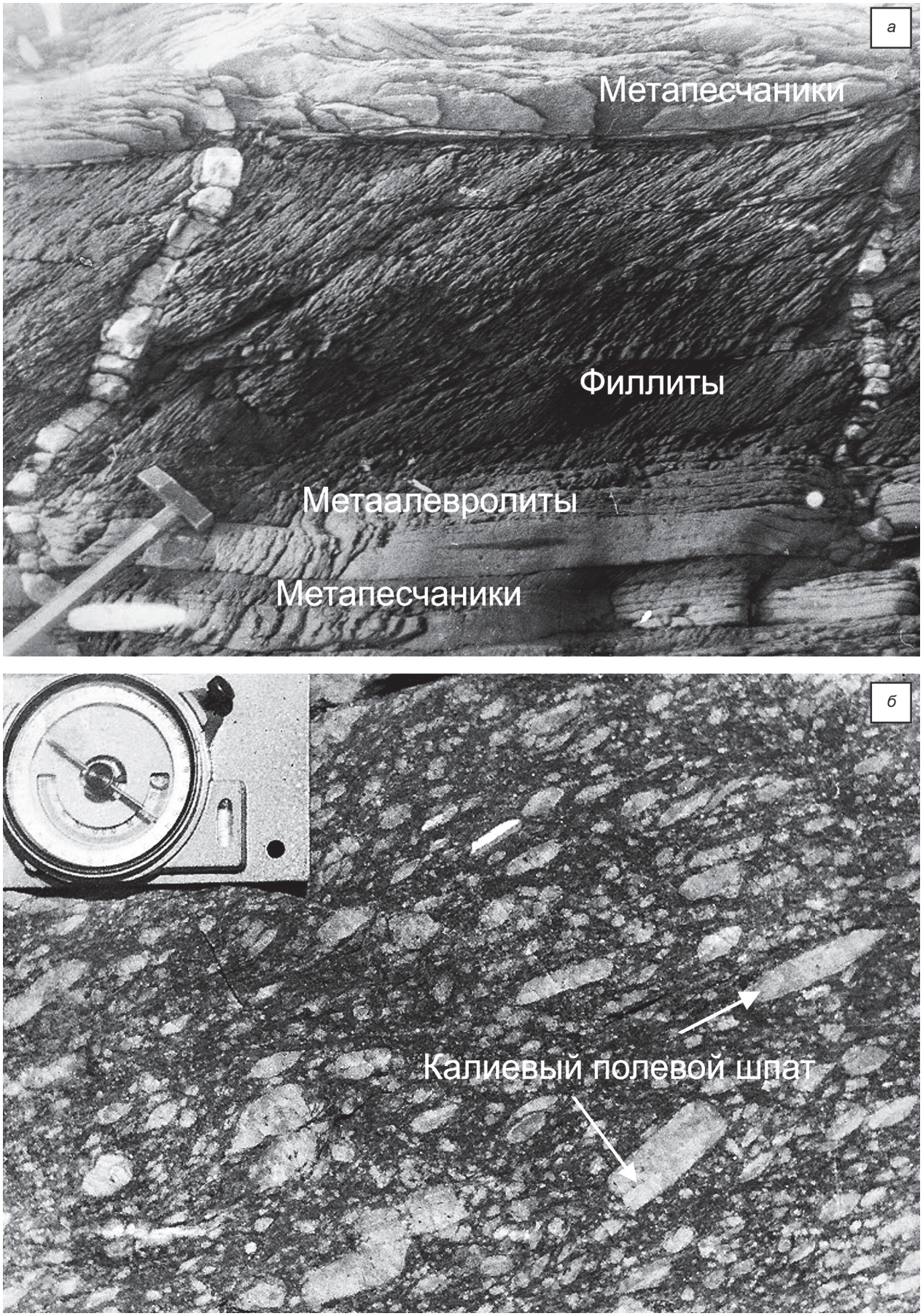


Рис. 2. Фото обнажений флишоидных толщ района нижнего течения р. Ленивая (*а*) и гранито-гнейсов Аттовского купола (*б*). Объяснения в тексте

предложенной геодинамической схемы модельные *P–T–t* тренды сопоставлялись с *P–T* параметрами метаморфизма Северо-Западного Таймыра, рассчитанным по природным парагенезисам минералов.

Результаты исследований и их обсуждение. ***Метаморфическая зональность Северо-Западного Таймыра.*** В районе Берега Харитона Лаптева, бухты Воскресенского, бассейнов рек Ленивой, Медвежьей и Гранатовой границы метаморфических зон проведены нами по изоградам биотита, граната, ставролита, кианита, силлиманита и ортоклаза (рис. 1).

Были выделены следующие зоны метаморфизма, названия которых даны по парагенезисам бедных кальцием первично осадочных горных пород, существенно преобладающих в районе: зона I — серицит-хлоритовая; зона II — хлорит-биотитовая; зона III — хлорит-биотит-гранатовая; зона IV — ставролитовая; зона V — гранат-биотит-мусковит-кианитовая; зона VI — гранат-биотит-мусковит-силлиманитовая и зона VII — гранат-биотит-ортоклазовая.

Наиболее характерной особенностью метаморфической зональности района является секущее положение границ разных зон по отношению к стратиграфическим границам, что хорошо видно в обнажениях берегов р. Ленивой и бухты Воскресенского (см. рис. 1). В зонах I и II наименее метаморфизованные породы сохраняют облик первично осадочных песчаников, алевролитов, глинистых разностей (пелитов). В обнажениях хорошо видно ритмичное переслаивание литологических разностей и градационный характер распределения осадочного материала. Породы сильно дислоцированы, в разной степени раскливажированы и рассланцованы. Метапесчаники всегда более толстоплитчатые, чем матаалевролиты, а для метапелитов характерна листоватость, при этом углы падения сланцеватости пород отдельных ритмов существенно различаются (рис. 2, *а*). Начиная с зоны III происходит их постепенное превращение в кристаллические сланцы и далее в гнейсы. Наиболее высокометаморфизованные породы зон VI–VII в районе р. Ленивой, устья р. Медвежьей и в долине р. Гранатовой приурочены к наиболее глубоким частям разреза, где присутствуют также и метабазиты Тревожнинского комплекса.

Термодинамические параметры метаморфизма, рассчитанные по химическому составу сосуществующих гранатов, ставролитов, биотитов и хлоритов с использованием геотермометров и геобарометров разных авторов оцениваются в интервалах температур от 300 до 720 °С, а давления — от 0,35 до 0,72 ГПа. Средний геотермический градиент составлял 28 °С/км. Метаморфизм относится к кианит-силлиманитовому типу умеренных давлений [Демина, Белов, 1979; Демина и др., 2019; Захаров и др., 2023]. Следует отметить, что в графитистых гранат-биотитовых сланцах района бухты Воскресенского встречается парагенезис андалузита с кианитом, а в метаморфитах береговых обнажений р. Ленивой

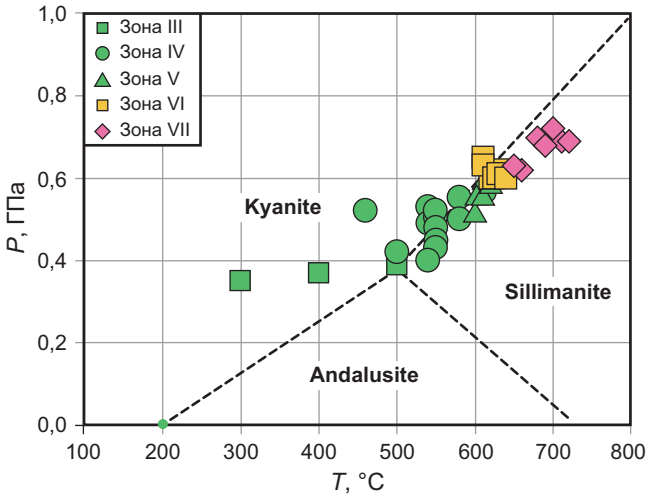


Рис. 3. *P–T* параметры метаморфических зон (III–VII) междуречья Ленивой и Гранатовой Берега Харитона Лаптева Северо-Западного Таймыра, рассчитанные по природным парагенезисам минералов

(район порогов) и вблизи устья р. Кудрявой — кианита с силлиманитом, что не противоречит полученным авторами *P–T* параметрам метаморфизма и свидетельствует об их близости к моновариантным равновесиям силикатов глинозема — андалузиту, кианиту, силлиманиту (рис. 3).

Как правило, подобная метаморфическая зональность относится к прогрессивному типу. Однако в зональных гранатах из кристаллических сланцев и гнейсов наблюдается повышение содержания железа от центра к краям зерен. Содержания магния и кальция практически не изменяются. Реже встречаются мелкие гранаты, у которых от центра к краям зерен понижаются содержания железа и магния, а марганца — повышаются, а также крупные гранаты без признаков зональности. В целом в составе гранатов происходит увеличение содержания альмандинового минала и уменьшение пиропового (рис. 4), что свидетельствует о том, что рост граната происходил при понижении *P–T* условий метаморфизма.

Подобная зональность гранатов довольно часто встречается в гранитизированных породах [Маракушев, 1973; Перчук, 1973; Скляров и др., 2001]. *P–T* тренды с понижением температуры и давления фиксируют процесс охлаждение толщ с одновременным воздыманием на поздних этапах развития коллизионных орогенов, когда происходит формирование термально-купольных ореолов, приводящих к образованию гранито-гнейсовых куполов [Скляров и др., 2001]. Рост гранито-гнейсовых куполов многие исследователи объясняют также всплыванием (адвекцией) более легких, по сравнению с вмещающими породами, частично расплавленных масс. Тренды метаморфизма с понижением температуры и давления установлены для метаморфических комплексов коллизионных зон Берегового хребта Канады [Hollister, 1982], Большой гималайской серии Индии [Hodges, Silverberg, 1988] и других регионов.

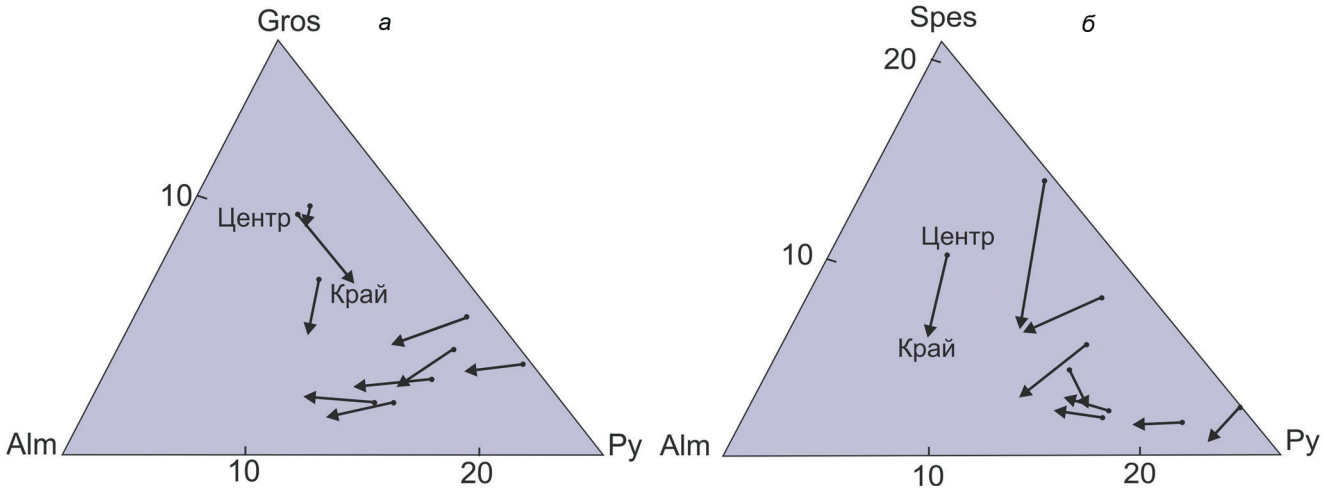


Рис. 4. Вариации минального состава зональных гранатов из кристаллических сланцев и гнейсов Северо-Западного Таймыра по соотношениям альмандина, гроссуляра и пиропа (*а*); альмандина, спессартина и пиропа (*б*). Диаграммы построены по данным В.А. Верниковского [1996]. Alm — альмандин, Gros — гроссуляр, Py — пироп, Spes — спессартин. Стрелки показывают направление изменения минального состава от центральных частей зерен граната к краевым

На Северо-Западном Таймыре процессы гранитизации широко проявлены в пределах V–VII зон метаморфизма. В зоне V гранитизация выражается в пегматитизации метаморфических пород. Мигматиты наряду с пегматитами встречаются лишь в контакте с гранито-гнейсами г. Медвежьей, где в обнажениях хорошо видно, что гранито-гнейсы, слагающие гору, наследуют реликтовую слоистость и состав вмещающих толщ. Например, гранат-биотитовые кристаллические сланцы плавно переходят в гранатсодержащие гранито-гнейсы Медвежьевского купола. В контактах с амфиболитами и амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами образуются щелочные амфиболсодержащие гранито-гнейсы с порфиробластами розового калиевого полевого шпата размером до 5 см. Подобные породы широко развиты также в составе Аттовского гранито-гнейсового купола в районах мысов Каминского и Тилло (рис. 2, *б*). Возрастание щелочности гранитизированных пород в контактах с метабазитами свидетельствует об инфильтрационном характере гранитизации и объясняется кислотно-основным взаимодействием компонентов трансмагматических флюидов с вмещающими гранитизируемыми толщами [Коржинский, 1994]. Это указывает на то, что тепловой поток при метаморфизме создавался не только за счет теплопроводности, но и в связи с миграцией магм и флюидов.

В зонах VI и VII мигматизация выражена очень ярко. В гранат-биотит-ортоклазовой зоне (VII) также широко развиты линзовидные автохтонные и параавтохтонные массивы гранитоидов [Беззубцев, 1986; Махлаев, Коробова, 1972; Верниковский, 1996; Забияка, 2000], границы которых в целом конкордантны метаморфическим. Часто наблюдаются постепенные переходы мигматитов в гранито-гнейсы и граниты. Возраст гранитоидов составляет 285–306 млн лет, а их образование связывается с коллизией Карского и Сибирского континентов. Возраст метаморфизма флишоидных отложений, вмещающих согласные тела гранитоидов, составляет 273–279 млн лет (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar и K-Ar методы по метаморфогенным минералам) [Верниковский, 1996].

Таким образом можно сделать вывод, что зональный метаморфизм флишоидных образований Северо-Западного Таймыра проявился на завершающей стадии коллизии Карского и Сибирского континентов.

Результаты численного геодинамического моделирования. Рассмотрим динамику коллизии на примере модели, в которой конвергенция происходит со скоростью $v = 5$ см/год, а мощность континентальной литосферы $H_L = 160$ км (рис. 5). На всех рисунках цветными ромбами показано положение фрагментов породы (маркеров) континентальной коры из области перехода к континентальной окраине, для которых затем будут строиться *P–T–t* тренды. Здесь и далее время приводится от начала моделирования.

Результаты показывают, что сначала происходит субдукция океанической литосферы под активную окраину правого континента, причем на стадии развитой субдукции наблюдается некоторый откат погружающейся континентальной литосферной мантии и нижней коры, и связанный с этим подъем под активную континентальную окраину горячей частично расплавленной астеносферной мантии. После полного закрытия океанического бассейна и погружения океанической литосферы начинается континентальная коллизия (11,7 млн лет, рис. 5, *а*). В процессе коллизии происходит формирование орогена высотой до 4–5 км, которое сопровождается образованием складок, разрывных нарушений, в т.ч. надвигов, скучиванием континентальной коры, перемещениями и деформацией ее блоков.

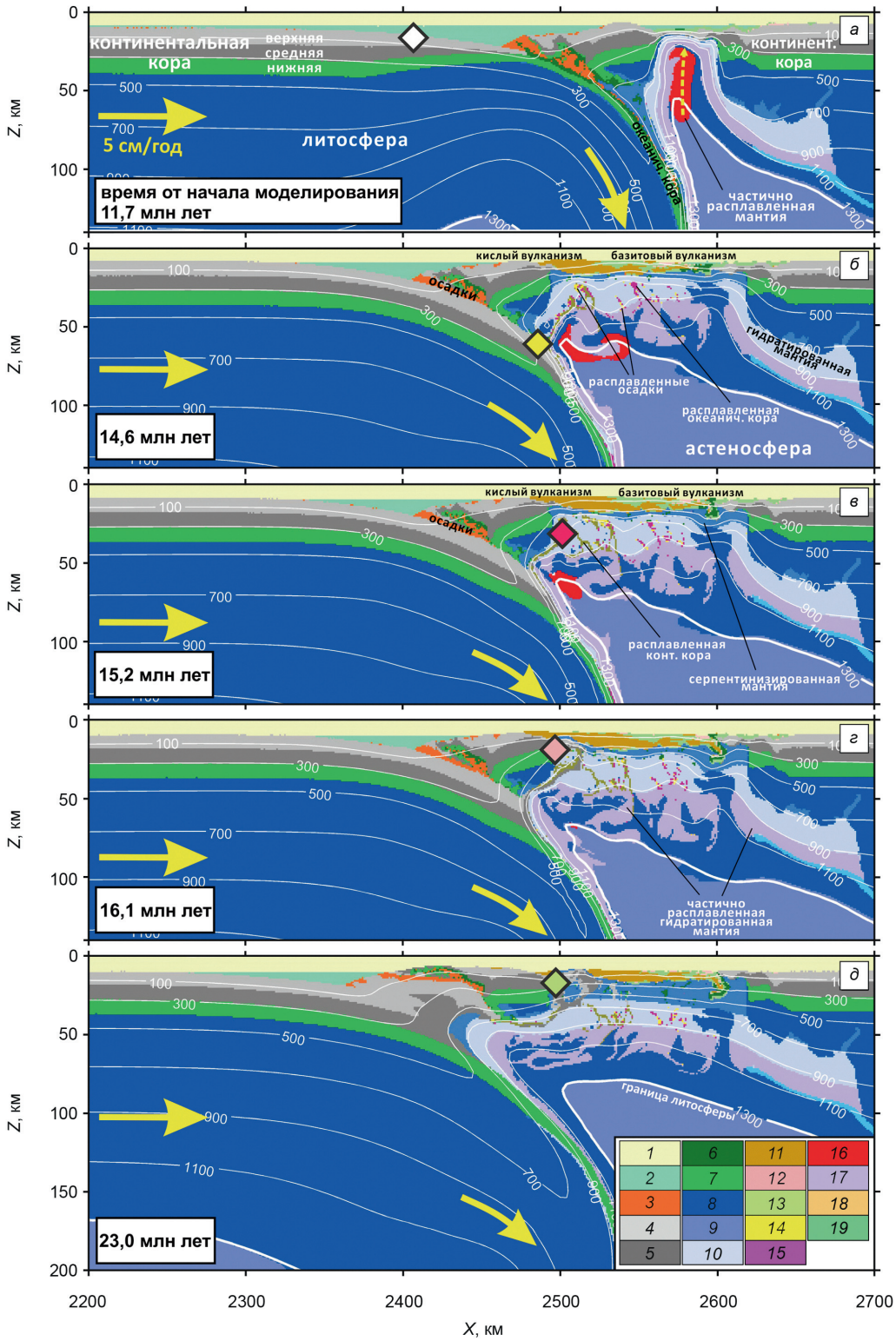


Рис. 5. Результаты численного геодинамического моделирования процесса конвергенции (субдукция–коллизия) при скорости сближения $v = 5$ см/год и мощности континентальной литосферы $H_L = 160$ км: *а* — финальная стадия субдукции, подъем под активную окраину частично расплавленной мантии (желтая пунктирная стрелка), начало коллизии, *б* — погружение пассивной окраины, *в* — отрыв и быстрая эксгумация фрагментов погруженной континентальной коры, *г* — поздняя стадии коллизии, *д* — посколлизионная стадия. Желтые стрелки — движение литосферы. Белые линии — изотермы, с шагом 200 °С. Ромбы — положение фрагментов континентальной коры (маркеров), по которым строился *P–T–t* тренд на рис. 6. Здесь и далее приводится модельное время после начала конвергенции: *1* — воздух, *2* — вода, *3* — осадки, образующиеся в процессе субдукции и коллизии, *4* — верхняя континентальная кора, *5* — средняя континентальная кора, *6* — верхняя океаническая кора (базальты), *7* — нижняя океаническая и континентальная кора (габбро), *8* — литосферная мантия, *9* — астеносферная мантия, *10* — гидратированная мантия, *11* — гранитоиды и кислые вулканиты, *12* — выплавка из метабазитов, *13* — выплавка из гидратированной мантии, *14* — частично расплавленные осадки, *15* — частично расплавленные метабазиты, *16* — частично расплавленная «сухая» мантия, *17* — частично расплавленная гидратированная мантия, *18* — выплавка из метаосадка, *19* — частично расплавленные базальты

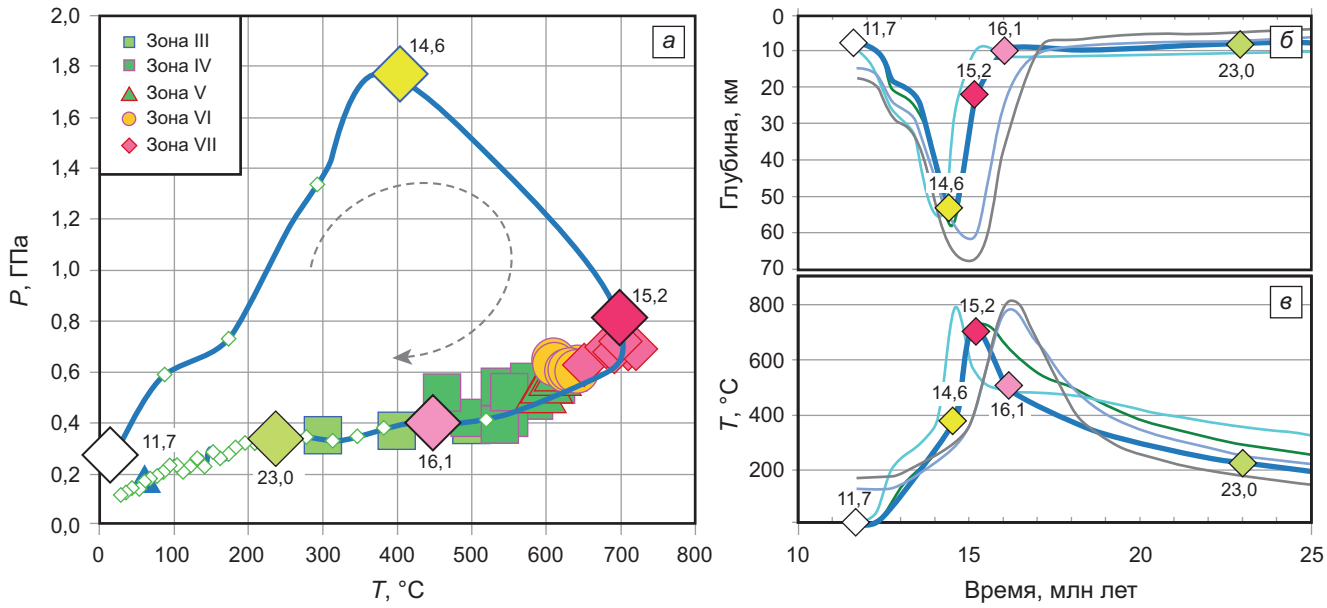


Рис. 6. Изменение физических условий пород континентальной коры по результатам моделирования, соответствующие развитию коллизии на рис. 5. *а* — *P–T–t* тренды, *б* — изменение глубины, *в* — температуры с течением времени. Синяя кривая на *б* и *в* соответствует тренду на *а*, остальные графики для маркеров, претерпевающих аналогичные преобразования. Ромбы соответствующих цветов на диаграммах отвечают характеристикам пород в моменты времени на рис. 5. Показаны также зоны III–VII метаморфизма Северо-Западного Таймыра (рис. 3)

На ранних стадиях коллизии происходит частичное погружение континентальной литосферы левого континента, которая увлекает за собой пассивную окраину (14,6 млн лет, рис. 5, *б*), Породы верхней континентальной коры достаточно быстро (за 1–2 млн лет) погружаются на глубину более 40 км, попадая при этом в область высоких температур, вплоть до температуры солидуса, что создает условия для коллизионного магматизма [Демина и др., 2018]. Верхняя и средняя континентальная кора обладает меньшей плотностью и меньшей прочностью по сравнению с нижней базитовой корой. Фрагменты верхней и средней континентальной коры отрываются от субдуцирующейся плиты и вследствие повышенной плавучести поднимаются вверх. Таким образом, происходит быстрая (за время ~1 млн лет) эксгумация погруженных объемов пород континентальной коры (15,5 млн лет, рис. 5, *в*). При этом блоки коры претерпевают значительные взаимные перемещения, вращения и деформацию, после чего преобразования этих фрагментов замедляются (16,1 млн лет, рис. 5, *г*) и следует их продолжительное (порядка 10 млн лет и более) пребывание в поле практически стабильного температурного градиента (23 млн лет, рис. 5, *д*).

Мы исследуем изменение физических условий фрагментов вещества континентальной коры (маркеров) во времени при описанных выше коллизионных процессах (рис. 6). Рассчитанные *P–T–t* тренды представлены на рис. 6, *а*, для удобства анализа развития процесса во времени на рис. 6, *б* показана динамика изменения глубины, а на рис 6, *в* — динамика изменения температуры маркеров континентальной коры. *P–T* параметры маркеров в моменты времени, соответствующие представленным на рис. 5, показаны ромбами тех же цветов. На рис. 6, *б, в,* кроме графиков, соответствующих изменением *P-T* условий для маркера на рис. 6, *а*, показаны также несколько графиков для маркеров, расположенных в этой же области и претерпевающих аналогичные преобразования. На этом же рисунке для сопоставления показаны параметры метаморфизма Северо-Западного Таймыра, и их зональность, представленные на рис. 3. Модельный тренд имеет выраженный «коллизионный» характер с ходом по часовой стрелке, что отражает погружение и эксгумацию фрагментов коры. Отметим, что погружение сопровождается прогревом пород коры до температур около 400 °C, а последующий подъем — прогревом до 700–800 °C, который связан с влиянием горячей области поднятой астеносферной мантии. На финальных стадиях коллизии (рис. 5, *г, д*) на нисходящей ветви *P–T–t* тренда метаморфизма эксгумированные породы коры длительное (>10 млн лет) время находятся в условиях мало меняющегося температурного градиента. Анимацию, показывающую в динамике развитие коллизии и формирование *P–T–t* тренда можно посмотреть в Приложении, видео П2.

Представляется вполне вероятным, что именно на этой последней (из рассмотренных при моделировании) стадии развития коллизионного процесса могла сформироваться метаморфическая зональность флишоидных толщ Северо-Западного Таймыра, поскольку наблюдается соответствие *P–T* параметров метаморфизма, рассчитанных по природным парагенезисам минералов, с полученными в результате численного моделирования (рис. 3; 6, *а*). Важным при этом является фактор продолжи-

тельности процессов: контрастные изменения *P–T* условий при погружении и эксгумации происходят относительно быстро (1–2 млн лет), в то время как пребывание в низкоргадиентных условиях длится на порядок дольше, что, по нашему мнению, и определяет их фиксацию в наблюдаемых природных параметрах метаморфизма. Последующие процессы эрозии приводят к выходу метаморфических комплексов на поверхность. Следует отметить, что некоторые исследователи связывают регрессивный метаморфизм коллизионных зон именно с эрозионной денудацией перекрывающих комплексов [Лиханов, 2020].

Результаты численного моделирования показывают, что схожие характеристики модельных *P–T–t* трендов получаются в случае мощности континентальной литосферы 100–200 км (рис. 7) и скорости конвергенции 3–5 см/год. Точные характеристики коллизии Карского и Сибирского континентов, в результате которой сформировался Таймырский ороген, неизвестны, поэтому тот факт, что достаточно хорошее соответствие с природными данными достигается при некотором диапазоне модельных параметров, как представляется, свидетельствует в пользу реалистичности предлагаемого сценария.

Заключение. Сопоставление результатов численного моделирования и геолого-петрологических данных показало, что формирование метаморфической зональности флишоидных толщ Северо-Западного Таймыра могло произойти на нисходящей ветви *P–T–t* тренда метаморфизма, протекающего на завершающей стадии палеозойской коллизии Карского и Сибирского континентов.

Подтверждением реалистичности предлагаемой модели зонального метаморфизма являются следующие факты.

1. Секущее положение границ метаморфических зон относительно стратиграфических, что свидетельствует о том, что метаморфизм наложился на сформированную ранее в ходе тектонических движений складчатую структуру.

2. Соответствие конфигурации данных границ с конфигурацией области распространения крупных линзовидных тел автохтонных гранитоидов, связанных постепенными переходами с мигматитами и гнейсами гранат-биотит-ортоклазовой зоны метаморфизма.

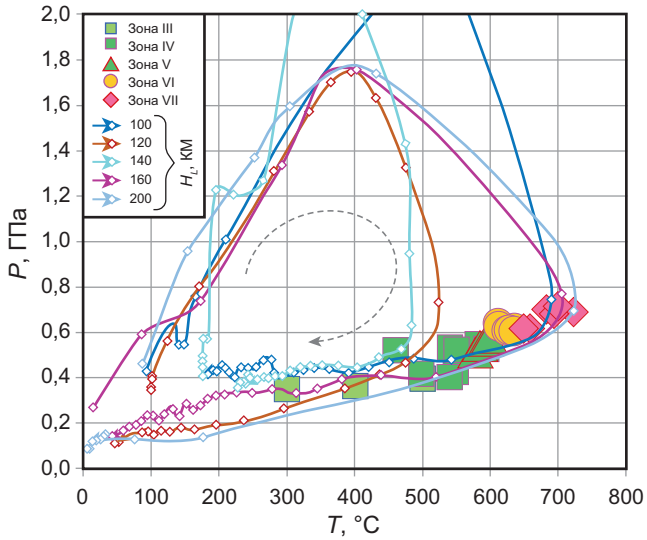


Рис. 7. Модельные *P–T–t* тренды в случае мощности континентальной литосферы H_L = 100–200 км и зоны III–VII метаморфизма Северо-Западного Таймыра (рис. 3)

3. Зональность гранатов, свидетельствующая о том, что рост граната происходил при понижении *P–T* условий кристаллизации.

4. Модельные *P–T* условия достаточно хорошо соответствуют термодинамическим параметрам наблюдаемой метаморфической зональности Северо-Западного Таймыра, причем это соответствие получается при вариации базовых модельных параметров в некотором диапазоне.

Благодарности. Авторы благодарят Д.С. Мягкова и А.В. Полещука за рецензирование и обсуждение статьи, что позволило ее существенно улучшить.

Моделирование проводилось с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова. Авторы благодарят Т.В. Герю за предоставление кода I2VIS для численного геодинамического моделирования, С.П. Завьялова и Т.В. Синеву за предоставление ПО для анализа и построения *P–T–t* трендов.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № АААА-А16-116033010119-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беззубцев В.В., Залялеев Г.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра М-6 1:500 000: Объясн. зап. Красноярск: ККИ, 1986. 177 с.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.

Демина Л.И., Белов В.П. Метаморфическая зональность Северо-Западного Таймыра // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. Т. 54. Вып. 5. 1979. С. 55–66.

Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю., Завьялов С.П. Соотношение коллизионного и траппового магматизма Таймыра: геологические данные и результаты суперкомпьютерного моделирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 15–24.

Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю. и др. Зональный метаморфизм Северного Таймыра по геолого-петрологическим данным и результатам компьютерного моделирования // Проблемы тектоники континентов и океанов: Мат-лы LI Тект. совещ. М.: ГЕОС, 2019. Т. 1. С. 177–181.

Забияка А.И. Воскресенское регионально-метаморфическое поле — эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра. Красноярск: ККИ, 2000. 216 с.

Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: ККИ, 1974. 128 с.

Захаров В.С., Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Зональный метаморфизм на нисходящей ветви P–T–t тренда палеозойской коллизии Таймыра: результаты численного моделирования и геолого-петрологические данные // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023: Материалы 54-го Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОСС, 2023. С. 184–187.

Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П. и др. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 3–9.

Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах. М.: Наука, 1994. 223 с.

Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28, № 1. С. 3–22.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.

Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск: ККИ, 1972. 130 с.

Нагайцева Н.Н., Лопатин Б.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Новая серия. Лист S–44-46. МПР РФ, ВНИИ-Океангеология, 2000.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 318 с.

Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 23–40.

Проскурнин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В., Нагайцева Н.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S–46–Тарея. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016.

Скляров Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Метаморфизм и тектоника. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.

Шулятин О.Г., Захаров Ю.И. Метаморфические пояса Таймырской складчатой области // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 182–195.

Gerya T.V., Yuen D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2003. Vol. 140. P. 293–318.

Hodges K.V., Silverberg D.S. Thermal evolution of the Greater Himalaya, Garhwal. India // Tectonic. 1988. Vol. 7. P. 583–600.

Hollister L.S. Metamorphic evidence for rapid (2 mm/yr) uplift of a portion of the Central gneiss complex, Coast Mountains B.C. // Canad. Mineral. 1982. Vol. 20. P. 310–322.

Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A., et al. Precambrian ultra-hot orogenic factory: making and reworking of continental crust // Tectonophysics. 2018. Vol. 746. P. 572–586.

Sizova E., Gerya T., Brown M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // Gondwana Research. 2014. Vol. 25, Issue 2. P. 522–545.

Статья поступила в редакцию 05.03.2024,
одобрена после рецензирования 21.03.2024,
принята к публикации 25.10.2024

Приложение

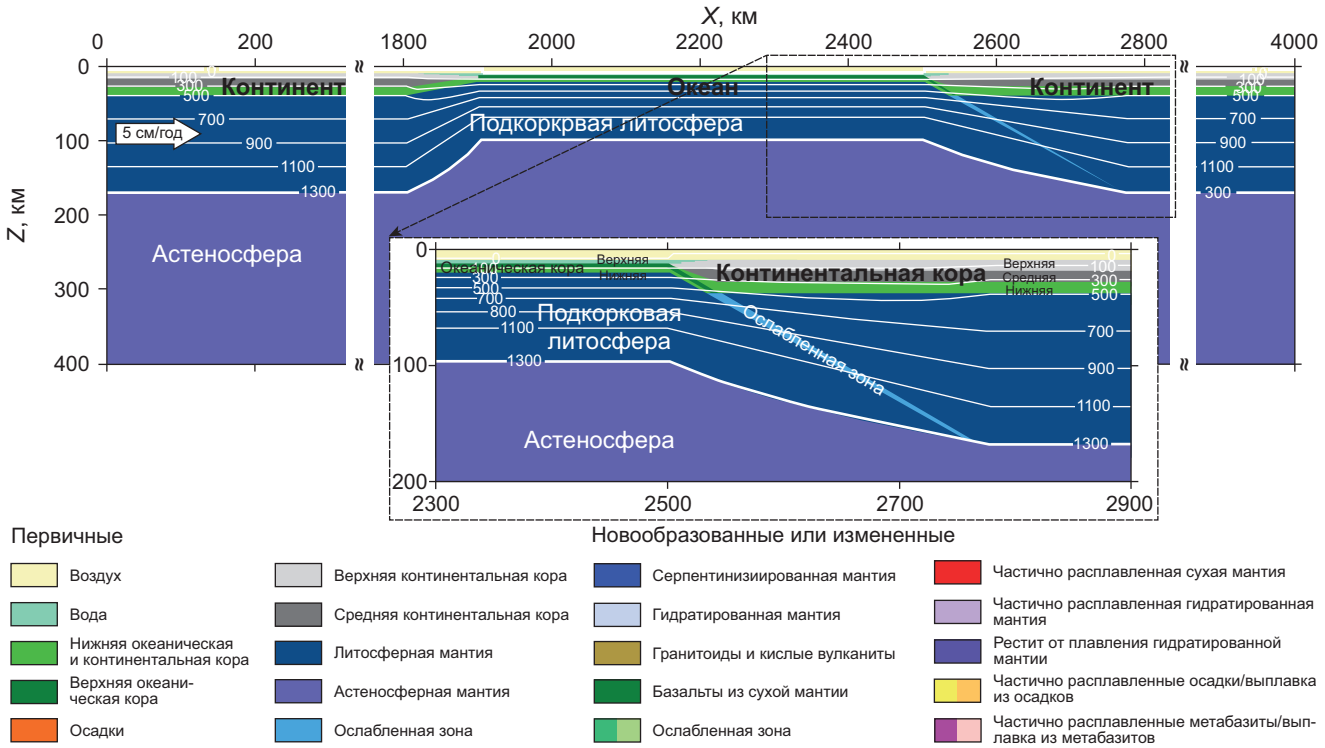


Рис. П1. Основные элементы и начальное состояние модели на примере модели с добавочной температурой мантии со скоростью конвергенции $v = 5$ см/год, и мощностью континентальной литосферы $H_L = 160$ км. Белые линии — изотермы с шагом 200 °C, жирная изотерма 1300 °C отмечает границу термальной литосферы. На врезке — конфигурация предварительно заданной зоны субдукции. Внизу — цветовой код для различных материалов

Видео П2. Динамика развития коллизии и формирование *P–T–t* тренда в соответствии с рис. 5 и 6
https://disk.yandex.ru/i/a8JltwWc_HsU8Q

УДК 564.53:551.763(470.6)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-34-38

О МАЛОИЗВЕСТНОМ АММОНИТЕ *AMMONITES CABARDINENSE* SIMONOVICH, BACEVICH ET SOROKIN, 1876 ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАВКАЗА

Евгений Юрьевич Барабошкин

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; EJBaraboshkin@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-4373-1543

Аннотация. Обсуждается сеноманский аммонит «*Ammonites Cabardinense*», впервые описанный из района Минеральных Вод в Кабардино-Балкарии, и цитируемый из ряда местонахождений Кавказа и Закавказья. Место хранения голотипа неизвестно, а дополнительное изучение находки «*Sharpeiceras cabardinense*» из Закавказья показало его принадлежность к роду *Mantelliceras*.

***Ключевые слова*:** аммонит, *Sharpeiceras, Mantelliceras,* верхний мел, сеноман, биостратиграфия, Закавказье

***Для цитирования*:** *Барабошкин Е.Ю.* О малоизвестном аммоните *Ammonites cabardinense* Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876 из верхнемеловых отложений Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 34–38.

ON THE POORLY KNOWN AMMONITE *AMMONITES CABARDINENSE* SIMONOVICH, BACEVICH ET SOROKIN, 1876 FROM THE UPPER CRETACEOUS OF THE CAUCASUS

Evgeniy Yu. Baraboshkin

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; EJBaraboshkin@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-4373-1543

Abstract. The Cenomanian ammonite "*Ammonites Cabardinense*", first described from the Mineralnye Vody region of Kabardino-Balkaria and cited from several localities in the Caucasus and Transcaucasia, is discussed. The location of the holotype is unknown, and a re-examination of the "*Sharpeiceras cabardinense*" from Transcaucasia has shown that it belongs to the genus *Mantelliceras*.

Keywords: ammonite, *Sharpeiceras, Mantelliceras,* Upper Cretaceous, Cenomanian, biostratigraphy, Transcaucasia

***For citation*:** Baraboshkin E.Yu. On the poorly known ammonite *Ammonites cabardinense* Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876 from the Upper Cretaceous of the Caucasus. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 34–38. (In Russ.).

Введение. В 1876 г. после изучения ряда разрезов «Пятигорского края» С. Симонович, Л. Бацевич, А. Сорокин опубликовали работу, в которой было описано несколько ископаемых форм, включая новый вид аммонита "*Ammonites Cabardinensis*". [Симонович и др., 1876]. Эта находка происходит из сеноманских отложений горы Бгюх (или Лысая), расположенной над слиянием рек Малки и Кичмалки в Кабардино-Балкарии (рис. 1). Позже эта форма неоднократно цитировалась разными авторами [Каракаш, 1897; Anthula, 1899; Москвин, Павлова, 1960]. Сам аммонит был отнесен к роду *Sharpeiceras* [Глазунова, Ливеровская, 1949] и переизображен в нескольких публикациях [Глазунова, Ливеровская, 1949; Луппов, Друщиц, 1958; Luppov, Drushchits, 1976; см. рис. 2, А, Б]. В других работах мы находим упоминания о находках *Sharpeiceras cabardinense* из сеноманских отложений Грузии [Глазунова, Ливеровская, 1949; Цагарели, 1949], Армении [Ренгартен, 1940], Азербайджана [Геология СССР, 1941; Меловая.., 1988], что позволяет рассматривать данный аммонит в качестве стратиграфически важной формы для кавказского региона. Одна из находок, сделанных в долине р. Гумисты в Грузии, была переопределена как *Mantelliceras couloni* (d'Orb.) [Цагарели, 1949].

Стоит отметить, что публикация [Симонович и др., 1876] была малоизвестна, а работа «Атлас руководящих форм…» [Глазунова, Ливеровская, 1949] долгое время была недоступна зарубежным исследователям, в отличие от перевода «Основ палеонтологии» [Luppov, Drushchits, 1976]. Поэтому единственная встреченная нами ссылка на "*Sharpeiceras cabardinense*" в крупной сводке по верхнемеловым аммонитам Великобритании [Wright, Kennedy, 1984], относится именно к работе 1876 г. В ней авторы впервые обратили внимание на то, что вид "*cabardinense*" должен быть отнесен к роду *Mantelliceras* Hyatt, и, возможно, является синонимом вида *Mantelliceras picteti* Hyatt (см. рис. 2, В, Г). Между тем в работе [Глазунова, Ливеровская, 1949] помимо переизображения рисунка голотипа, под тем же названием был описан и другой аммонит, происходящий из Закавказья, дополняющий представления о виде.

Рис. 1. Места расположения разрезов, откуда сообщалось о находках *Mantelliceras cabardinensis* (Sim., Bac. et Sorok.). Цифрами обозначены: *1* — г. Бгюх (Лысая), на слиянии рр. Малка и Кичмалка, Кабардино-Балкария [Симонович и др., 1876]; *2* — р. Джуми, Грузия [Глазунова, Ливеровская, 1949]; *3* — р. Веди, Армения [Ренгартен, 1940]; *4* — окрестности с. Гасанриз (Атрек), р. Тертер, Азербайджан [Ренгартен, 1941], *5* — р. Агдаван (урочище Доутты), Азербайджан [Али-Заде, 1988]

Описание и более полное изображение (см. рис. 2, Д–З) данного образца приведены в ниже.

По всей видимости, в силу малой доступности монографии [Wright, Kennedy, 1984] с выводами ее авторов советские и российские исследователи знакомы не были, поскольку в 1880-х годах вид "*Sharpeiceras cabardinense*" еще цитируется в работах по стратиграфии верхнего мела Кавказа.

Упомянутые факты побудили автора вновь вернуться к рассмотрению таксономического и стратиграфического положения "*Ammonites Cabardinensis*".

Палеонтологическое описание. При описании использованы стандартные терминология и замеры раковин, приведенные в [Атлас.., 1997].

Отряд Ammonoidea Zittel, 1884
Подотряд Ammonitina Hyatt, 1889
Надсемейство Acanthoceratoidea de Grossouvre, 1894
Семейство Acanthoceratidae de Grossouvre, 1894
Подсемейство Mantelliceratinae Hyatt, 1900
Род Mantelliceras Hyatt, 1903
Mantelliceras cabardinensis
(Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876)
Рис. 2, А–Б, Д–З
1876 *Ammonites Cabardinensis* n. s.:
Симонович и др., с. 95, таб. V, фиг. 1a, 1b.
1949 *Sharpeiceras cabardinense*: Глазунова, Ливеровская, с. 224, табл. LXII, фиг. 1, 2a–b
1958 *Sharpeiceras cabardinense*: Луппов, Друщиц, p. 119, табл. 57, фиг. 3а, б
1976 *Sharpeiceras cabardinense*: Luppov, Drushchits, p. 178, pl. 57, fig. 3a, b
?1984 *Mantelliceras picteti* Hyatt: Wright, Kennedy, p. 117

Голотип по монотипии — образец, изображенный в работе (Симонович и др., 1876, с. 95, таб. V, фиг. 1a, 1b; см. рис. 2, А, Б) из сеноманских отложений горы Бгюх (или Лысая) на южном склоне Джинальского хребта, над слиянием рек Малка и Кичмалка. Место хранения неизвестно, вероятнее всего, что образец утерян.

Материал. Экземпляр № 9/7344, хранящийся в монографическом отделе музея ЦНИГР, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (коллекция к работе Глазунова, Ливеровская, 1949). Правый берег р. Джуми, с. Цейши, выше моста, Зугдидский муниципалитет, Грузия, сборы С.В. Боголюбовой.

Описание. Аммонит деформирован, поэтому первичные размеры искажены. Раковина крупная, полуэволютная, диаметром около 85 мм и с максимальной высотой оборота 35 мм. Жилая камера занимает не менее трети оборота. Видно, что обороты имели субпрямоугольное поперечное сечение, угловатое в местах расположения бугорков. Поперечное сечение жилой камеры округло-прямоугольное. Диаметр умбо 26,5 мм, умбиликальная стенка крутая, узкая. На обороте насчитывается 18 главных ребер изменчивой толщины, между которыми интеркалируют второстепенные. Количество ребер на вентральной части оборота достигает 35. Главные ребра несут четыре ряда бугорков: сравнительно крупные умбиликальные, менее выраженные боковые, расположенные чуть ниже середины оборота (вблизи места интеркаляции); относительно крупные вентролатеральные, немного ниже вентрального перегиба, и крупные вентральные бугорки на вентральном перегибе. До высоты 22 мм вентральная сторона уплощенная, ограниченная бугорками, позже ребра на ней начинают возвышаться и пересекать ее без понижения, а вентральные бугорки исчезают.

Лопастная линия видна плохо и не изучалась.

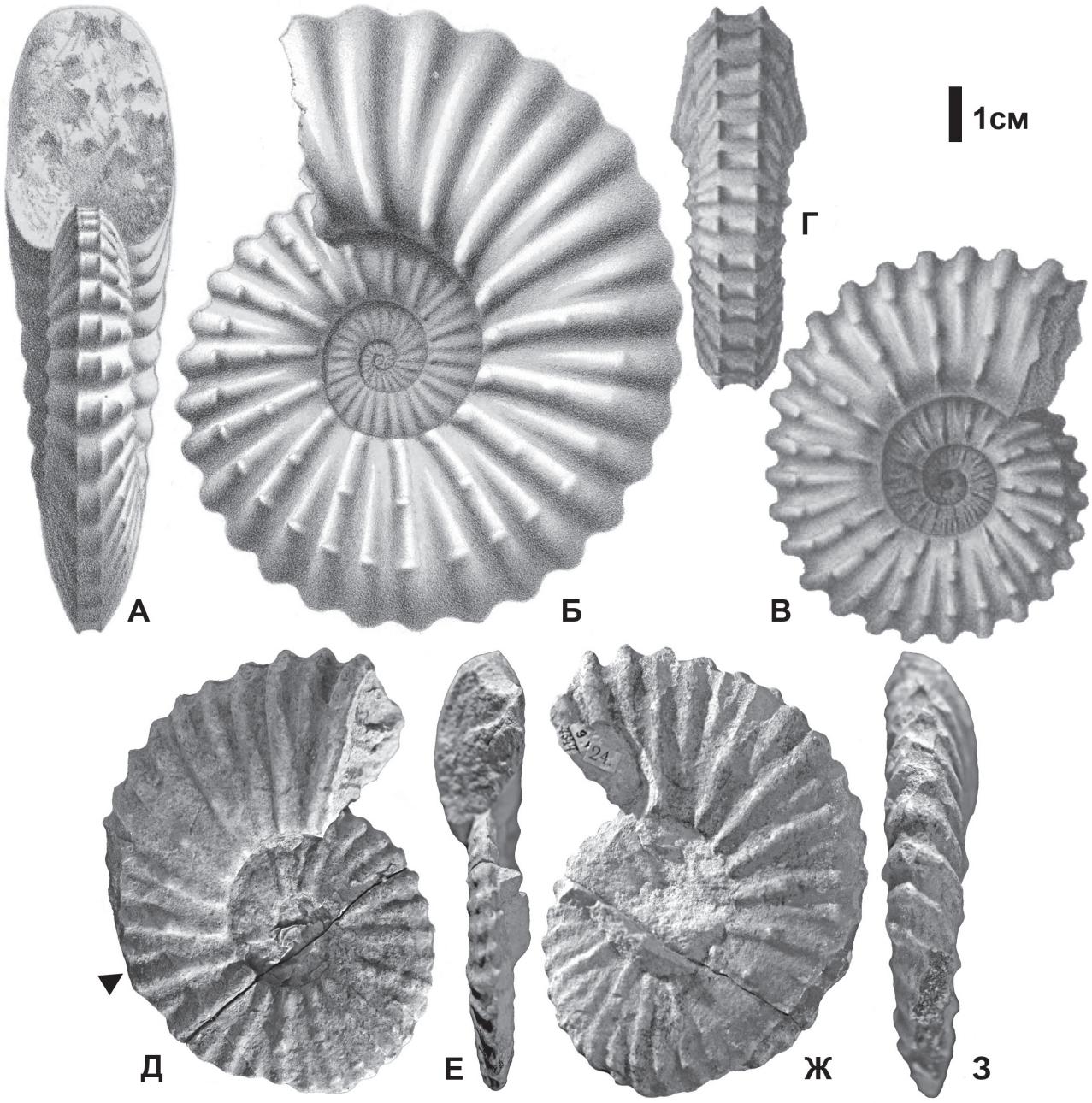


Рис. 2. А, Б — голотип *Mantelliceras cabardinensis* (Sim., Bac. et Sorok.), вид: А — со стороны устья, Б — сбоку. Изображение из [Симонович и др., 1876 с. 95, таб. V, фиг. 1a, 1b соответственно]; В, Г — лектотип *Mantelliceras picteti* Hyatt, вид: В — сбоку, Г — с вентральной стороны. Изображение из [Pictet, Campiche, 1858–1860, p. 200, pl. 26, фиг. 3a, b соответственно]; З — *Mantelliceras cabardinensis* (Sim., Bac. et Sorok.), обр. 9/7344, ЦНИГР музей, ВСЕГЕИ. Д, Ж — сбоку, Е — со стороны устья, З — с вентральной стороны. Сеноман, правый берег р. Джуми, с. Цейши, выше моста, Зугдидский муниципалитет, Грузия, сборы С.В. Боголюбовой

Сравнение и обсуждение. Голотип вида немного отличается от изученного образца: он крупнее, его диаметр составляет 115 мм при высоте оборота 46 мм [Симонович и др., 1876]. Кроме того, в описании указано, что ребра «несколько изогнутые», хотя на рисунке этого не видно.

Среди других представителей рода *Mantelliceras* Hyatt наиболее близкими являются *Mantelliceras couloni* (d'Orb.) и *Mantelliceras picteti* Hyatt. Первый отличается более частыми, практически прямыми ребрами с почти не выраженными умбиликальными и латеральными бугорками.

С видом *Mantelliceras picteti* Hyatt ситуация сложнее. Он был выделен А. Гайетом [Hyatt, 1903, p. 114] по нескольким образцам "*Ammonites Mantelli*" в работе [Pictet, Campiche, 1858–1860, p. 200, pl. 26, fig. 1–5], без указания типа вида. Позже Л.Ф. Спет [Spath, 1926, p. 430] установил новый вид *Mantelliceras tenue* Spath на основе экземпляра 3a, b (только) в работе [Pictet, Campiche, 1858–1860, p. 200, pl. 26], также не указав, что это изображение является типом вида. После этого Г. Томель [Thomel, 1972, p. 31] по двум экземплярам 1a, b и 2 (только) в той же работе [Pictet, Campiche, 1858–1860, p. 200, pl. 26], выделил новый

подрод *Promantelliceras* Thomel, характеризующийся слабо развитыми бугорками, однако тип вида им так же не был указан. На протяжении более чем 10 лет все исследователи определяли виды *Mantelliceras tenue* и *M. picteti* в понимании Л.Ф. Спета и Г. Томеля соответственно, пока в 1984 г. вид *Mantelliceras picteti* Hyatt не был монографически переизучен К. Райтом и У. Кеннеди [Wright, Kennedy, 1984, p. 117], которые впервые однозначно указали лектотип вида. Им стало изображение 3a, b (только) в работе [Pictet, Campiche, 1858–1860, p. 200, pl. 26; см. рис. 2, В, Г]. Таким образом, вид *Mantelliceras tenue* Spath стал синонимом *M. picteti* Hyatt, а понимание последнего вида существенно изменилось. При этом К. Райт и У. Кеннеди [Wright, Kennedy, 1984] стали очень широко толковать данный вид, включая в него формы от полуинволютных с частой спрямленной ребристостью, низкой точкой интеркаляции и слабыми умбиликальными и боковыми бугорками [Wright, Kennedy, 1984, pl. 27, fig. 3a, b] до почти эволютных, с грубыми разряженными слабоизогнутыми ребрами, покрытыми четырьмя рядами рельефных бугорков [Wright, Kennedy, 1984, pl. 28, fig. 1a, b; 3a, b], что напоминает избранный ими лектотип. Ввиду такого широкого понимания вида *M. picteti* Hyatt не удивительно, что "*Ammonites cabardinense*" попал, хотя и условно, в его синонимику. Условность его отнесения к *M. picteti* Hyatt авторы поясняли следующим образом: «Этот экземпляр относится к *Mantelliceras*, а не *Sharpeiceras*, и может быть идентичен *M. picteti*; однако, не видя образца, мы не можем быть в этом уверены» [Wright, Kennedy, 1984, p. 118].

С выводами К. Райта и У. Кеннеди [Wright, Kennedy, 1984] относительно родовой принадлежности "*Ammonites cabardinense*" к *Mantelliceras*, можно согласиться, поскольку эта форма имеет регулярные интеркалирующие ребра, не характерные для *Sharpeiceras*. Что касается видовой принадлежности, то, учитывая весьма широкую трактовку вида *M. picteti* Hyatt, вид *M. cabardinensis,* попадает в пределы изменчивости *M. picteti* по [Wright, Kennedy, 1984]. Однако такое понимание возможно является излишне широким и поэтому в настоящее время представляется более правильным сохранить название *Mantelliceras cabardinensis,* тем более что неизвестно, насколько рисунок в [Симонович и др., 1876] соответствует оригинальному образцу. Нельзя также исключать, что вид *cabardinensis* является локальной разновидностью вида *M. picteti*.

Точное положение находок *Mantelliceras cabardinensis* в разрезах неизвестно. Несомненно, что они происходят из нижнего сеномана, как и другие *Mantelliceras*, но из какой конкретно аммонитовой зоны остается пока непонятным.

Распространение (рис. 1). Нижний сеноман Кавказа и Закавказья.

Заключение. Таким образом, забытый вид *Ammonites cabardinense* Simonovich, Bacevich et Sorokin, 1876, описанный из района слияния рек Малки и Кичмалки на Северном Кавказе, Кабардино-Балкария, в настоящее время должен быть отнесен к роду *Mantelliceras*. Название *Mantelliceras cabardinensis* (Sim., Bac. et Sorok.) следует сохранить по крайней мере до нахождения типового материала или новых сборов из типового местонахождения. Важен еще один момент, прояснить который смогут только новые находки — это точное стратиграфическое положение данного аммонита, которое пока также вызывает вопросы.

Благодарности. Автор признателен Т.В. Куражевой (ЦНИГР музей ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) за помощь в работе с коллекциями.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00091, https://rscf.ru/project/22-17-00091/ на базе МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма / Под ред. В.В. Аркадьева, Т.Н. Богдановой. СПб.: Пангея, 1997. 357 с.

Геология СССР / Под ред. В.П. Ренгартена. Т. X. Закавказье. Ч. 1. Геологическое описание. М.; Л.: Госгеолиздат, 1941. 614 с.

Глазунова А.Е., Ливеровская Е.В. Отряд Ammonoidea. Аммониты // Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. IX. Верхний отдел меловой системы / Ред. Н.П. Луппов. М.: Госгеолиздат, 1949. С. 203–235.

Каракаш Н.И. Меловые отложения северного склона главного Кавказского хребта и их фауна. СПб.: Типогр. М.М. Стасюлевича, 1897. 207 с.

Луппов Н.П., Друщиц В.В. (ред.). Моллюски — головоногие. II. Аммоноидеи (цератиты и аммониты). Внутреннераковинные. Кониконхии // Основы палеонтологии: Справочник для палеонтологов и геологов СССР / Под ред. Ю.А. Орлова. Т. 6. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 360 с.

Меловая фауна Азербайджана / Под ред. Ак.А. Али-Заде. Баку: Элм, 1988. 648 с.

Москвин М.М., Павлова М.М. Нижний турон на Северном Кавказе // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1960. Т. 35, вып. 5. С. 124–140.

Ренгартен В.П. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Восточного Закавказья // Докл. АН СССР. 1940. Т. 39, № 5–6. С. 394–397.

Симонович С., Бацевич Л., Сорокин А. Геологическое описание Пятигорского края, исследованного в 1875 году, командированными с разрешения наместника кавказского С. Симоновичем и горными инженерами Л. Бацевичем и А. Сорокиным, с атласом. Изд. упр. горной частью на Кавказе и за Кавказом. Тифлис: тип. Гл. упр. наместника Кавказа // Мат. Геол. Кавказа. 1876. Сер. 1. Кн. 6. 112 с.

Цагарели А.Л. Верхнемеловая фауна Грузии // Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. 1949. Т. V(X). С. 173–274.

Anthula D.J. Über die Kreidefossilien des Kaukasus mit einem allgemeinen Über blick über die Entwicklung der Sedimentärbildungen des Kaukasus // Beitr. Paläont. Geol. Öst.-Ungarn. und des Orients. 1899. Bd. 12. S. 55–160.

Hyatt A. Pseudoceratites of the Cretaceous // U. S. Geol. Surv. Monogr. 1903. Vol. 44. 352 p.

Luppov N.P., Drushchits V.V. (Eds.). Mollusca-Cephalopoda. II Ammonoidea (Ceratitida and Ammonitida), Endocochlia, Coniconchia // Fundamentals of Palaeontology. A manual for palaeontologists and geologists of the U.S.S.R. / Ed. by Yu.A. Orlov. Vol. VI. Transl. by Hilary Hardin. Jerusalem: Keter Publishing House Jerusalem Ltd., 1976. 474 p.

Pictet F.-J., Campiche G. Description des fossiles du terrain Crétacé des environs de Sainte-Croix. Part 1 // Mat. Paleont. Suisse. Ser. 2. 1858–1860. 380 p.

Spath L.F. On the zones of Cenomanian and uppermost Albian // Proc. Geol. Assoc. London. 1926. Vol. 37. Pt. 4. P. 420–432.

Thomel G. Les Acanthoceratidae cénomaniens des chaînes subalpines méridionales // Mém. Soc. Géol. France. 116. Nouv. Ser. 1972. 204 p.

Wright C.W., Kennedy W.J. The Ammonoidea of the Lower Chalk. Part 1 // Palaeontogr. Soc. Monogr. 1984. No. 567. P. 1–126.

Статья поступила в редакцию 22.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 551.24:004.94+55(8)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-39-50

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА СУБАНДИНО (БОЛИВИЯ)

Михаил Олегович Беляев[1], Максим Валерьевич Коротаев[2]✉

[1] Институт геологии и разработки горючих ископаемых, Москва, Россия; belyaevmo@igirgi.rosneft.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; korm1111@yandex.ru✉; https://orcid.org/0009-0007-4542-7787

Аннотация. В данной работе с применением структурно-кинематического моделирования и метода сбалансированных разрезов были построены двухмерные и трехмерная модели структур южной части складчато-надвигового пояса Субандино (Боливия). Выделены основные этапы деформаций. Проведено сопоставление выделенных этапов с историей развития складчатого пояса Анд.

Ключевые слова: сбалансированные разрезы, структурно-кинематическое моделирование, Южная Америка, Анды

Для цитирования: *Беляев М.О., Коротаев М.В.* Кинематическая реконструкция формирования структур складчато-надвигового пояса Субандино (Боливия) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 39–50.

KINEMATIC RESTORATION OF SUBANDINO THRUST-FOLD BELD (BOLIVIA)

Mikhail O. Belyaev[1], Maksim V. Korotaev[2]✉

[1] Institute of Geology and Development of Fossil Fuels, Moscow, Russia; belyaevmo@igirgi.rosneft.ru
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; korm1111@yandex.ru✉

Abstract. 2D and 3D models of geological structures of Subandino thrust-fold beld was done with using structural-kinematic modeling and balanced cross-section method. Main stages of deformation have been identified. These stages were compared with geological history of Andian orogeny.

Keywords: balanced cross-sections, kinematic reconstruction, South America, Andes

For citation: Belyaev M.O., Korotaev M.V. Kinematic restoration of Subandino thrust-fold beld (Bolivia). *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 39–50. (In Russ.).

Введение. Целью данной работы является восстановление додеформационных взаимоотношений слоев и реконструкция истории формирования структур южной части складчатого пояса Субандино (Боливия).

Информация о строении складчато-надвиговых структур пояса Субандино получена путем комплексирования данных сейсморазведки, бурения и полевых геологических наблюдений. На сейсмических профилях можно зафиксировать пологие западные крылья антиклиналей и смежные с ними области пигги-бэк бассейнов, а по скважинным данным восстанавливается строение апикальных частей антиклиналей. Но геологическое строение невозможно описать однозначно, так как на сейсмических разрезах характер волновой картины часто сменяется на хаотический, ухудшается динамическая выраженность отражающих горизонтов и затрудняется корреляция отражений, а скважинные данные носят точечный характер. Поэтому наиболее действенными методами восстановления геологической структуры являются построение геологических разрезов на основе геологических карт, с учетом данных бурения, сейсморазведки и гравиразведки, и проверка разрезов методом балансировки и кинематического восстановления.

Построение сбалансированных разрезов и объемных моделей проводилось в программном комплексе «Move». Процесс построения восстановленных разрезов (объемов) включал в себя удаление последствий смещений по разломам, распрямление складок, восполнение объема и длины уплотненных или эродированных слоев.

Материалы и методы. ***Геология области Субандино.*** Южная часть субандийского складчато-надвигового пояса (рис. 1) формирует внешнюю (восточную) часть Анд и расположена на широте от 18 до 13° ю.ш, он имеет протяженность около 500 км [Fuentes et al., 2018]. Зона Субандино — это активный складчато-надвиговый пояс, развивающийся по механизму «толстокожей тектоники», т. е. в деформации вовлечены породы кристаллического фундамента в западных частях пояса. Главный уровень детачмента зафиксирован в ордовикских и силурийских отложениях [Brooks et al., 2011; Weiss et al., 2015].

В южной части пояса Субандино стратиграфический разрез отложений от докембрия до кайнозоя представлен наиболее полно. Надежно установлены

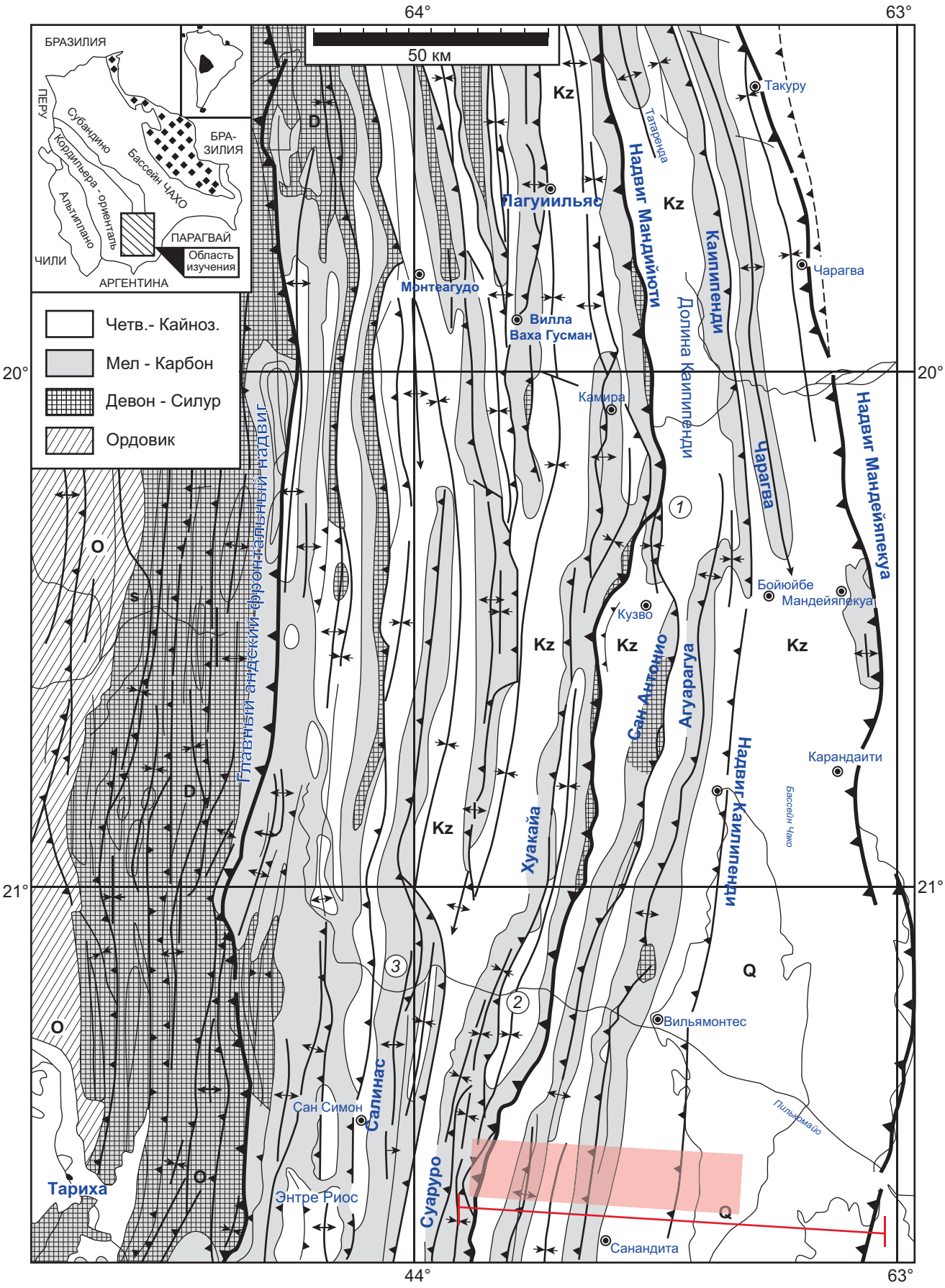


Рис. 1. Тектоническая схема южной части области Субандино Сюр [Dunn et al., 1995]. Красная линия — региональный геологический разрез, использованный для кинематической реконструкции (рис. 9), красный прямоугольник — область трехмерной реконструкции (рис. 10)

4 осадочных цикла: Таксарианский (объединяет отложения Cm–O_1), Кордильерский (O_3–D), Субандский (C–T) и Андский (MZ–KZ). Отложения последних трех циклов выходят на поверхность и вскрываются скважинами [Dunn et al. 1995; Starck, 1995; Fuentes et al, 2018].

Образование надвигов и складок в области Субандино Сюр началось на западе и постепенно продвигалось на восток, захватывая все новые территории. Большей частью, складки являются концентрическими и округлыми, для них характерна значительная величина межслоевого скольжения. В плане складки линейные и весьма протяженные, от десятков до сотен километров. Подобная геометрия объясняется отсутствием значительных региональных изменений в стратиграфии [Dunn et al., 1995].

В области Субандино выделяются три основные тектонические провинции, разделенные главными региональными разломами: главный Андский фронтальный надвиг отделяет Анды от зоны Субандино; надвиг Мандийюити делит пояс Субандино на западную и восточную провинции; надвиг Мандеяпекуа отделяет складчато-надвиговую зону Субандино от форландового бассейна Чако [Dunn et al., 1995].

Западная и Восточная провинции зоны Субандино различаются между собой по структурному стилю деформаций. К западу от разлома Мандийюити преобладают разломы с ступенчатой геометрией, к востоку — надвиги в большей степени планарные. В западной провинции в состав аллохтона входят ордовикские отложения, тогда как в восточной — нет. В западной части может формироваться локальный уровень срыва внутри формации Ипагуазу (T-J) там, где в разрезе присутствуют гипсовые породы.

Разрез осадочного чехла можно разделить на три структурных этажа (рис. 2).

Нижний структурный этаж включает в себя отложения силура (в западной провинции — ордовика) и девонские формации Санта Роза, Икла и Хуамампампа. Нижний структурный этаж ограничен подошвенным и кровельным (внутри формации Лос Монос (D)) детачментами, и имеет постоянную мощность около 2500 м [Starck, 1995; Fernandez, Seveso et al., 2000].

Средний структурный этаж включает в себя среднюю часть формации Лос Монос мощностью от 600 до 1000 м. Деформации внутри среднего структурного этажа определяют пространственное строение верхнего структурного этажа и, в частности, особенности залегания слоев, наблюдаемые на дневной поверхности в области Субандино.

Слои верхнего структурного этажа формируют концентрические антиклинали, с довольно круто падающими крыльями, угол наклона которых зависит от вертикального увеличения мощности пород, т. е. от степени сжатия среднего структурного этажа. Антиклинали могут быть асимметричными, западные крылья обычно имеют углы наклона от 30° до субвертикальных, восточные крылья падают более круто, вплоть до опрокинутого залегания [Starck et al., 2002].

Методика построения сбалансированных разрезов. Сбалансированный разрез — разрез, непротиворечиво объясняющий наблюдаемую структурную ситуацию на поверхности, в скважинах и на сейсмических профилях, и допускающий геометрически корректный вариант восстановления первичного горизонтального залегания слоев [Гайдук, Прокопьев, 1999; Геологический…, 2010; Dahlstrom, 1969; Woodwart et al., 1985].

Основные ограничения метода:

– объем пород сохраняется при деформации;

– объем пород изменяется только при уплотнении осадка и эрозии;

– доминирующий характер носят хрупкие деформации, складки генетически связаны с разломами;

– потеря объема пород, обусловленная растворением под давлением и тектоническим сжатием, считается минимальной.

Процесс построения сбалансированного разреза, изображенный на рис. 3, представляет собой следующую последовательность действий [Woodward et al., 1985]:

1. Сбор данных.
2. Выбор линии профиля.
3. Нанесение топографической поверхности и геологических данных.
4. Проецирование информации со смежной территории.
5. Реконструкция палеостратиграфического разреза.
6. Оценка глубины до автохтона.
7. Прикидка глубины залегания тыловых краев чешуй.
8. Выбор вертикальной линии отсчета или пин-линии (pin-line).
9. Проецирование поверхностной структуры на глубину.
10. Заполнение «дыр».
11. Измерение длины слоев.
12. Построение восстановленного (палинспастического) разреза.
13. Проверка восстановленного разреза.

Алгоритмы, используемые для выполнения двухмерных и трехмерных палинспастических реконструкций можно разделить на две группы:

1. Распрямление складок (Unfolding) — не учитывается связь между геометрией разломов и конфигурацией слоев, применяется для остаточных деформаций.

2. Перемещение по разломам (Move on fault) — учитывалось влияние геометрии разлома на строение висячего блока, применяется при реконструкции деформаций, связанных с перемещением вдоль поверхности сместителя разлома.

Реконструкции, выполненные в рамках данной работы, были построены в программном комплексе «Move» с использованием следующих алгоритмов.

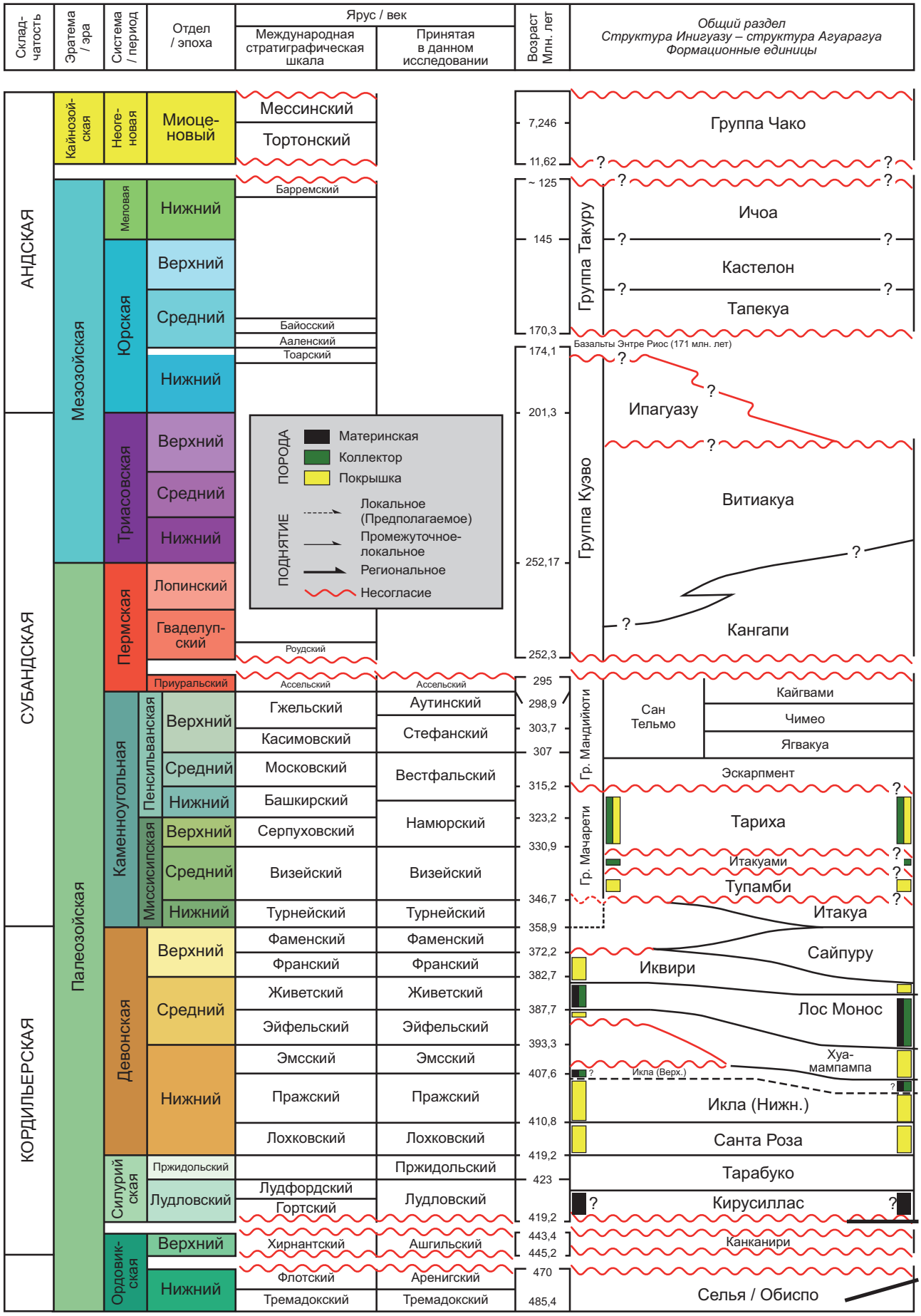


Рис. 2. Общая стратиграфическая шкала для региона Субандино Сюр

Алгоритм «Flexural slip». Данный алгоритм (рис. 4, *а*) основывается на выборе области с минимальным смещением и последующем распрямлением всех слоев относительно выбранного слоя-шаблона (его роль, как правило, играет слой с наибольшей длиной). При использовании алгоритма «Flexural Slip» сохраняется длина (площадь поверхности) слоя-шаблона в направлении распрямления, сохраняются мощности (объемы) всех слоев по нормали, сохраняются длины слоев (площади поверхности), геометрия которых соответствует слою-шаблону.

Алгоритм «Fault Parallel Flow». Алгоритм «Fault Parallel Flow» (рис. 4, *б*) основан на принципе дисперсного ламинарного движения вещества над рампом разлома. В данном алгоритме плоскость разлома разделяется на отдельные домены в соответствии с углом наклона плоскости разлома. Породы висячего блока перемещались вдоль рассчитанных линий, параллельных плоскости разлома. Именно алгоритм «Fault Parallel Flow» является оптимальным для выполнения палинспастических реконструкций области Субандино Сюр, поскольку он наилучшим образом описывает движение висячего блока вдоль разлома в складчато-надвиговых поясах, и может быть использован для разломов со сложной геометрией.

В основе работы алгоритма «Fault Parallel Flow» лежат следующие основные принципы. Лежачий блок не подвержен процессам деформации и перемещения, длина слоя (площадь поверхности слоя) сохраняется при его перемещении в направлении тектонического транспорта, длина слоя и площадь поверхности слоя сохраняется в случае корректного выбора угла сдвига. Проверка выполнения реконструкций производится путем решения обратной задачи — построением прямой модели сжатия вдоль реконструируемого профиля с использованием алгоритма Fault Bend Fold.

Алгоритм «Trishear». Алгоритм «Trishear» был использован для восстановления структур, образующихся в треугольной зоне пластических деформации (рис. 4, *в*), начинающейся в конце разрывного нарушения.

Алгоритм «Trishear» осуществляет деформацию слоев в одной (или нескольких) треугольных зонах пластических деформаций. Величина сдвига в этих зонах изменяется от определенного заданного значения в верхней части зоны до нуля в нижней части зоны, направление сдвига изменяется от параллельного падению разлома в верхней части зоны, до параллельного основанию зоны на нижней границе зоны. Вне зоны trishear слои в висячем крыле деформируются в соответствии с алгоритмом «Fault Parallel Flow».

Результаты моделирования и обсуждение. ***Построение кинематической модели структуры Агуарагуэ.*** На рис. 5 показан сейсмический разрез через структуру Агуарагуэ, расположенный во фронтальной части складчато-надвигового пояса Субандино, с нанесенной структурной интерпретацией. Данный профиль лег в основу разработанной авторами кинематической модели формирования структур складчато-надвигового пояса Субандино. Необходимо отметить следующие геологические особенности:

– наличие регионального детачмента в подошве силурийских отложений;

– значительно увеличение толщин формации Лос-Монос в ядрах антиклиналей;

– асимметричное падение крыльев антиклиналей;

– смещение замков антиклиналей к западу с нарастанием глубины;

– нарастание степени сжатия к западу.

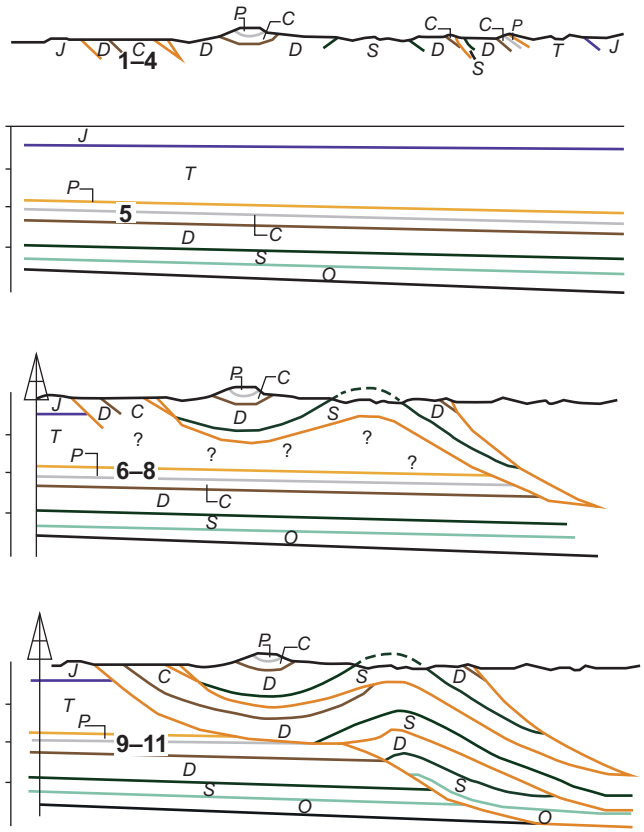


Рис. 3. Последовательность реконструкции структурной модели, шаги 1–11. По [Woodward et al., 1985] с изменениями

При моделировании для слоев нижнего и верхнего структурных этажей предполагается концентрический характер деформаций, и основной сложностью является правильное описание механизма деформаций внутри формации Лос Монос. По данным бурения в ядрах антиклиналей наблюдается увеличение толщин формации до 3000 м. Отложения формации представлены в основном плотным глинами и аргиллитами. Использование простой геометрической модели (пример на рис. 6) не может полностью достоверно описать структурный план антиклинали.

Для описания характера деформаций внутри формации Лос Монос была использована модель «антиформных дуплексов скучивания», что позволило объяснить увеличение толщин формации Лос

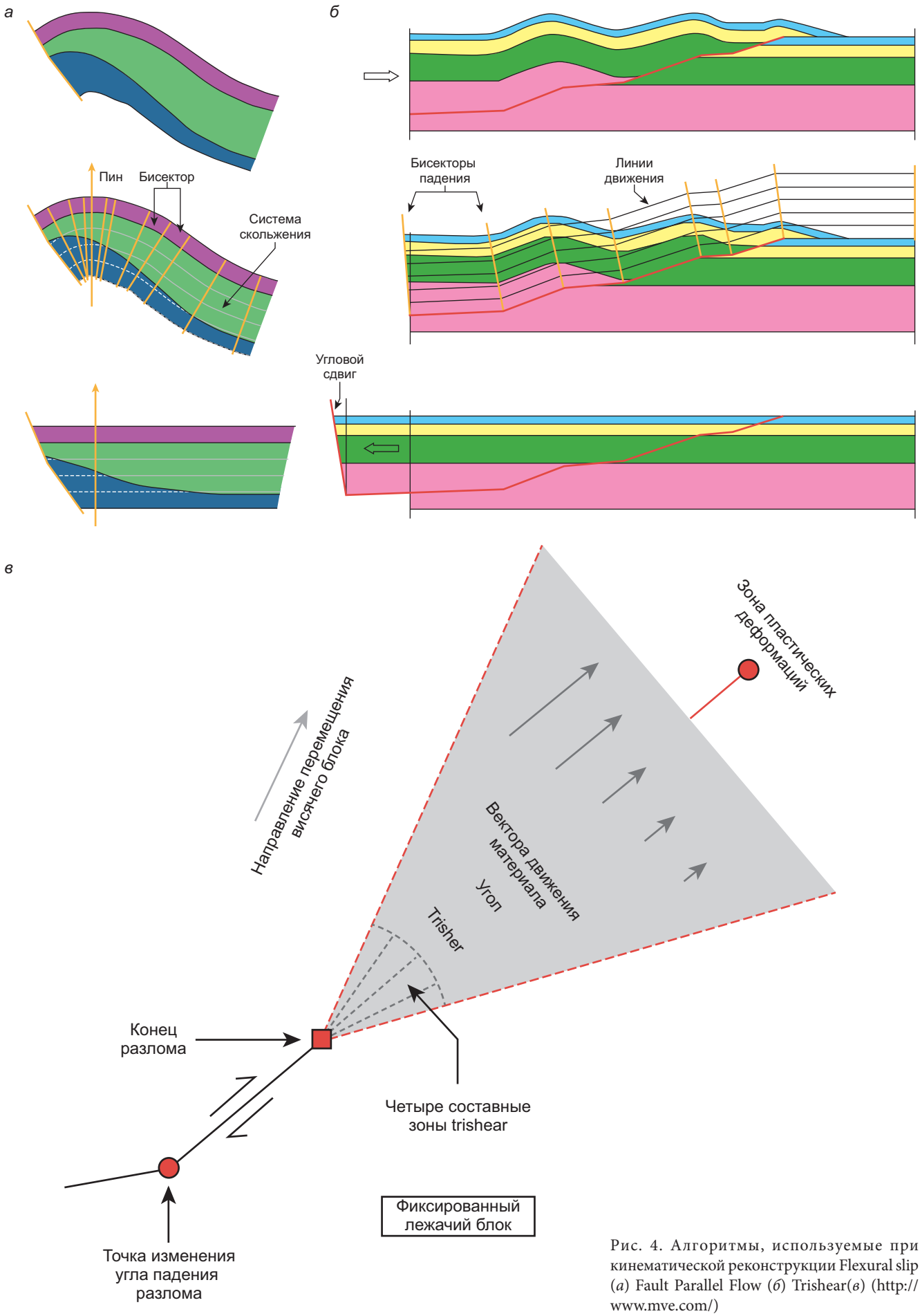


Рис. 4. Алгоритмы, используемые при кинематической реконструкции Flexural slip (*а*) Fault Parallel Flow (*б*) Trishear(*в*) (http://www.mve.com/)

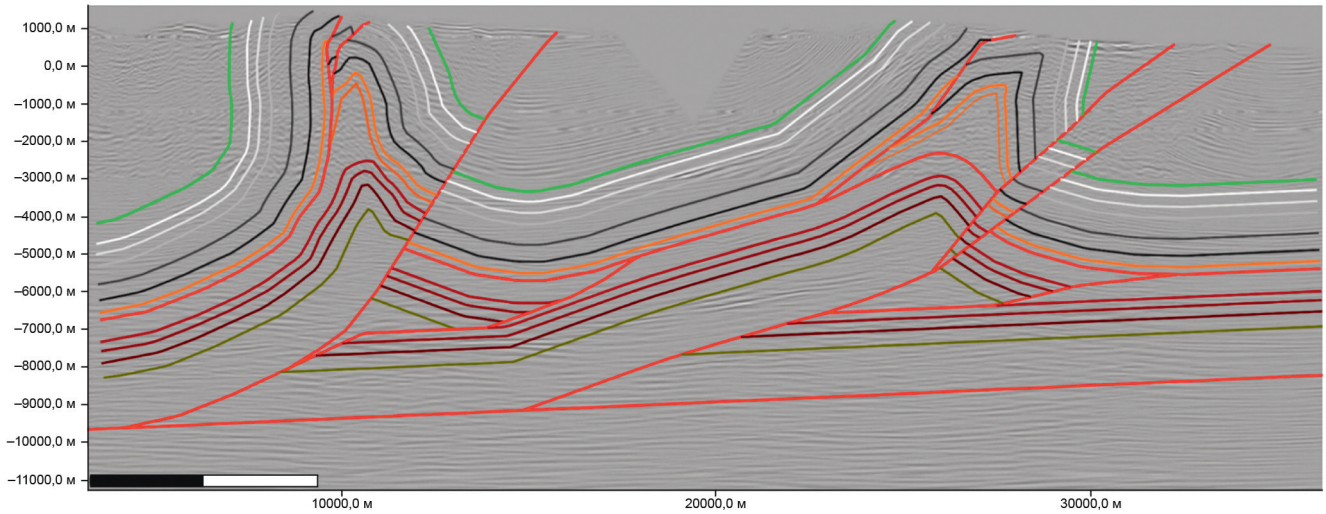


Рис. 5. Фрагмент сейсмического профиля через структуру Агуарагуэ

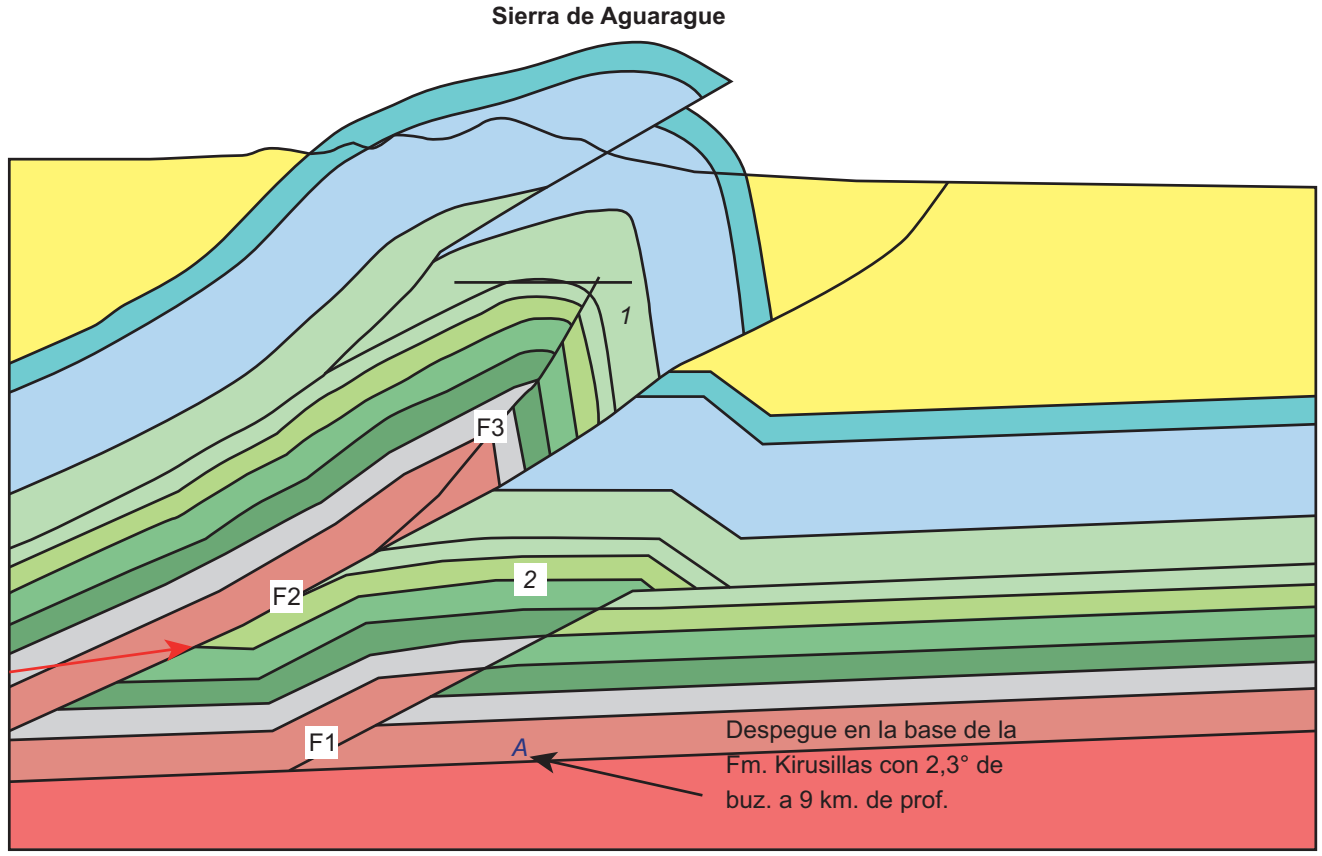


Рис. 6. Структурная модель складки Агуарагуэ (Ramirez, Nunez, 2009)

Монос в ядрах антиклиналей и асимметричность углов падения крыльев складок.

Ниже представлены результаты построения кинематической модели формирования фронтальных складок пояса Субандино (например, Сан Антонио, Агуарагуэ, Мадрехонес). Модель формирования приразломных антиклиналей в фронтальных частях надвиговых поясов предполагает взаимосвязь между структурой слоев на глубине и на поверхности. В результате моделирования были выявлены следующие этапы эволюции структурного плана.

Додеформационное состояние — ранее 4 млн лет назад (рис. 7, *А*). Осадочные слои имеют полого-наклонное залегание, смещение по разломам и складчато-надвиговые деформации отсутствуют. Красными линиями показаны предположительные поверхности разломов, по которым в дальнейшем будет происходить смещение.

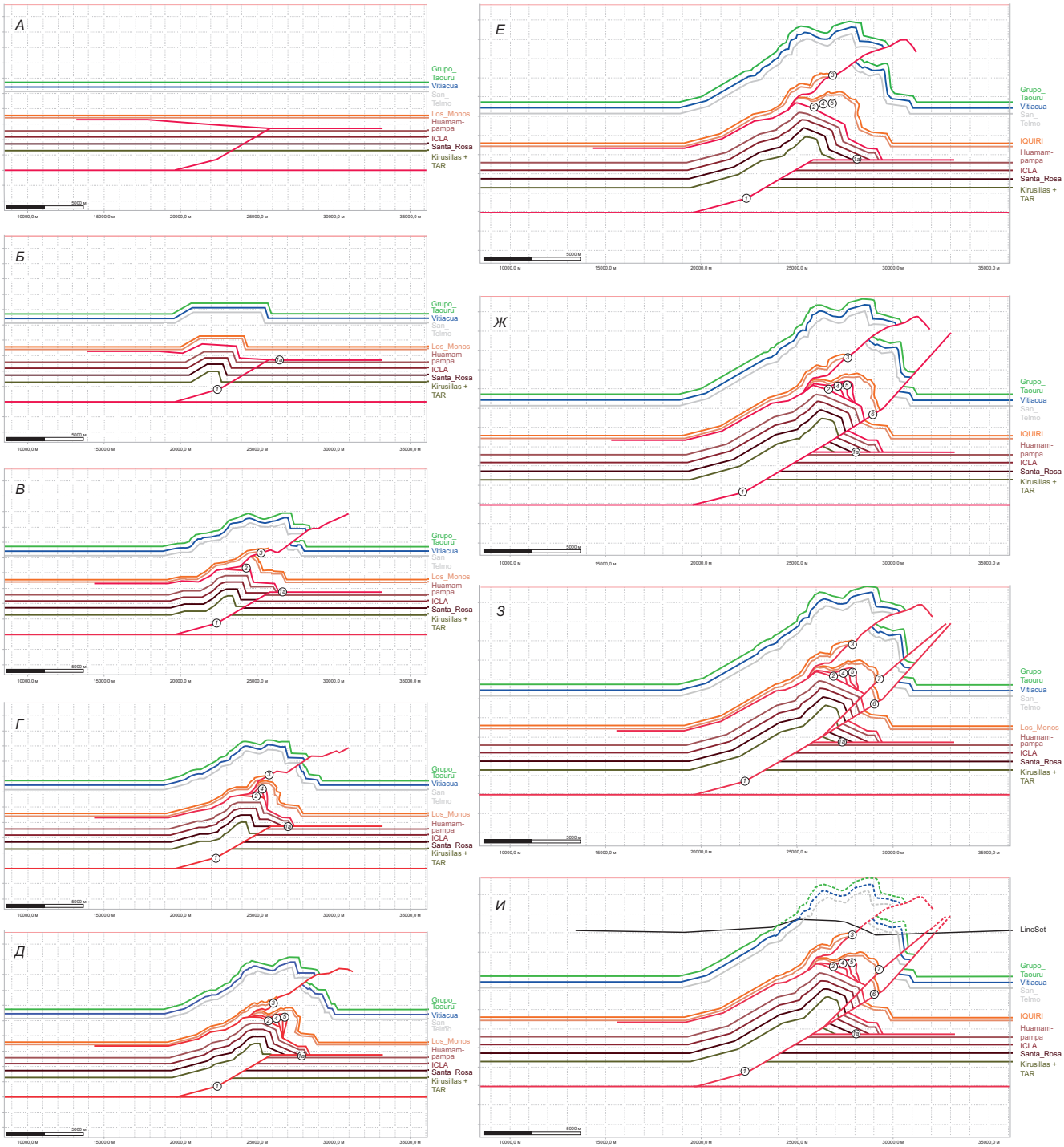


Рис. 7. Кинематическая модель эволюции структурного плана антиклинали. Этапы деформации: *А* — ранее 4 млн лет назад, *Б* — 4 млн лет назад, *В–Е* — 3,5–1,5 млн лет назад, *Ж–З* — 1,5–0 млн лет назад, *И* — современное состояние

Первый этап — 4 млн лет назад (рис. 7, *Б*). В пределах силурийских отложений начинаются деформации, выраженные в постепенном формировании взбросо-складки, генетически связанной с образованием рампа «1». По мере пропагации разлома вверх по разрезу деформации затрагивают вышележащие отложения.

Второй этап — 3,5–1,5 млн лет назад (рис. 7, *В–Е*). По мере развития деформаций рамп «1» достигает отложений формации Лос Монос и переходит в флэт «1а». В этот момент формируется поверхность пассивных надвигов «2» и «3» внутри формации Лос Монос. По мере надвигания пород нижнего структурного этажа, внутри формации Лос Монос формируются дуплексы антиформного скучивания «4» и «5», что обуславливает значительное локальное увеличение мощности формации, наблюдаемое в некоторых скважинах. Следует отметить, что для концептуальной модели характерна определенная степень упрощения и обобщения, тогда как в реальной структурной среде количество отдельных дуплексов будет выше, взаимоотношения разломов

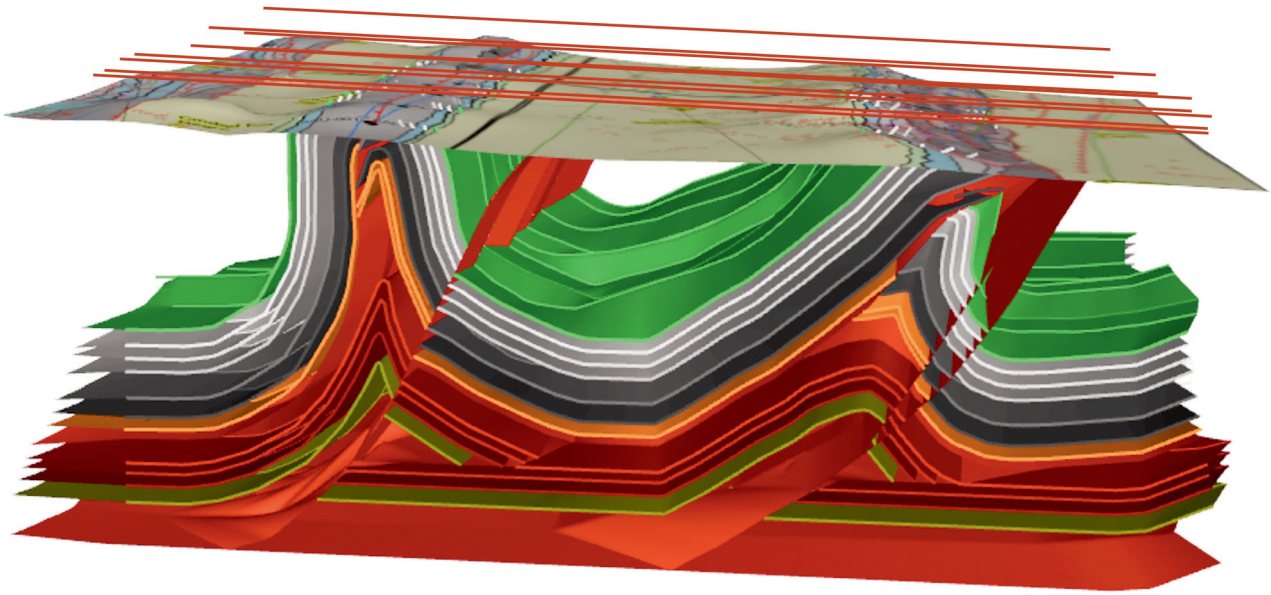


Рис. 8. Внешний вид трехмерной структурной модели складок Сан-Антонио и Агуарагуэ

и механизмы компенсации горизонтального перемещения будут несколько сложнее.

Третий этап — 1,5–0 млн лет назад (рис. 7, *Ж–З*). Под влиянием продолжающихся процессов сжатия, происходит формирование крутопадающих разломов «6» и «7». Данные разломы формируются последними и завершают формирование структурного плана антиклинали.

На протяжении всей истории формирования антиклинали происходит постепенная эрозия ее апикальной части. На рис. 7, *И* представлено современное строение антиклинали, пунктиром показаны восстановленные эродированные отложения.

На основе подготовленной концептуальной кинематической модели образования складки Агуарагуэ, с учетом данных региональной геологии, результатов бурения и полевых исследований была выполнена структурная интерпретация материалов сейсморазведки и создана сбалансированная трехмерная модель строения антиклиналей Агуарагуэ и Сан-Антонио (рис 8).

Кинематическая реконструкция регионального профиля. На основе концептуальной геологической модели было выполнено кинематическое восстановление по региональному профилю (рис. 9) и по трехмерной модели (рис. 10).

Формирование современного структурного плана складчато-надвигового пояса Субандино началось при проградации фронта надвигообразования из складчатого сооружения Анд. Начало деформаций приходится на средний–поздний миоцен от 12,4 до 8,5 млн лет назад (рис. 9, *Б*). Между 8 и 6,7 млн лет фронт деформаций приходится на надвиг Мандийюити, формируются структуры западной провинции (Сураро, Мандийюти, Уакая, Инигуазу, Бермехо и др.) (рис. 9, *Б*). Деформации распространяются в восточную провинцию около 6 млн лет назад (рис. 9, *В*, *Г*). До 5,9 млн лет фронт деформаций приходится на структуру Ла Вертиенте. В промежуток от 5,5 до 2 млн лет последовательно формируются структуры Сан Антонио, Агуарагуэ, Агуа Салада (рис. 9, *Д*). В плиоцене (4,5 млн лет) сильный импульс сжатия, затронувший весь регион, приводит к формированию структуры Мандеяпекуа (рис. 9, *Е–Ж*). В настоящее время деформации сжатия отмечаются в структурах Суаруро, Агуарагуэ и Мандеяпекуа.

Данные, полученные по региональным 2D и 3D палинспатическим реконструкциям, были использованы при бассейновом моделировании, для уточнения модели тепловой истории и истории генерации углеводородов в изучаемом регионе. Наглядным результатом работ является трехмерная модель реконструкции эволюции структурного плана южной части зоны Субандино (рис. 10). По ее результатам была рассчитана классическая бассейновая модель развития углеводородных систем. На трехмерной реконструкции цветом показана степень зрелости органического вещества, выраженная в показателе отражения витринита на момент, предшествующий началу активных тектонических деформаций (около 12 млн лет).

Выводы. 1. Деформации в складчато-надвиговом поясе Субандино Сюр начались около 12 млн лет назад, и постепенно продвигались с запада на восток.

2. Формирование антиклинали Агуарагуэ началось около 4 млн лет назад и происходило в три этапа, для каждого из которых характерен свой структурный парагенез.

3. Процессы деформации в ядрах приразломных антиклиналей фронтальной части пояса Субандино носят сложный характер, который невозможно полностью описать одной геометрической моделью, и представляют собой совокупность хрупких и пластических деформаций. С точки зрения авторов, наиболее приближенной к реальности, является

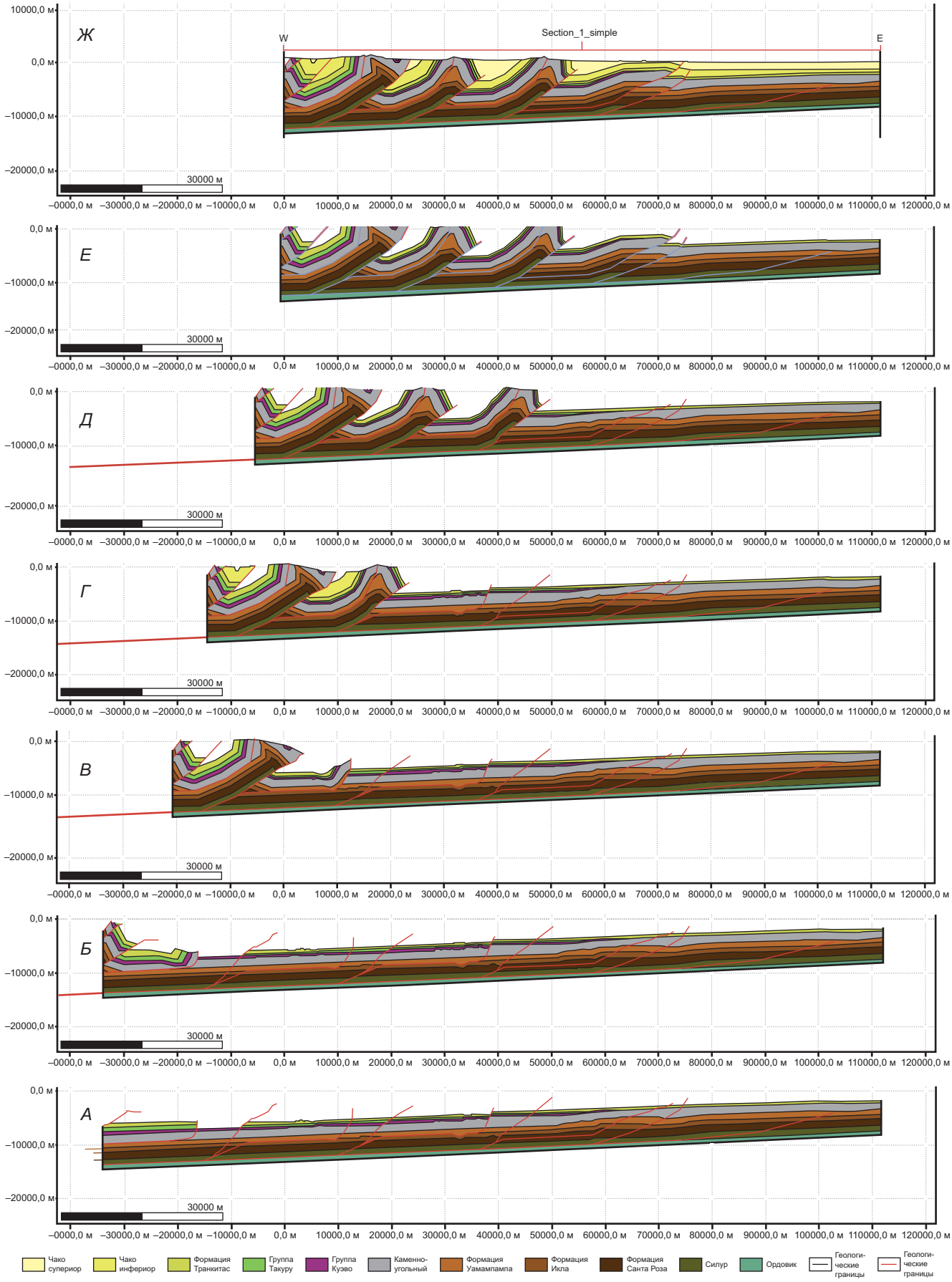


Рис. 9. Кинематическая реконструкция по региональному профилю. Этапы деформации (*А–Ж*) описаны в тексте статьи. Расположение профиля показано на рис. 1

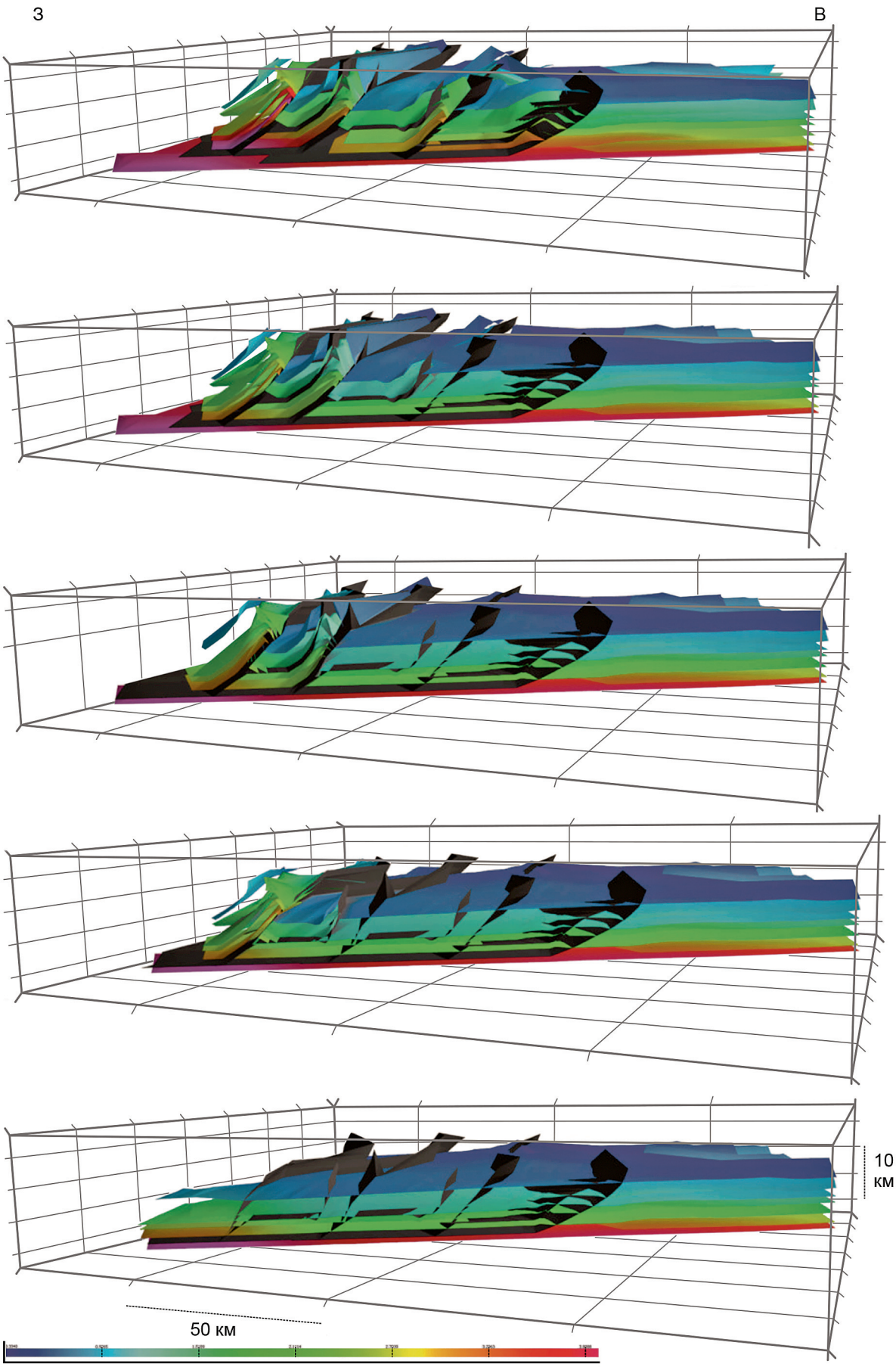


Рис. 10. Кинематическая реконструкция региональной трехмерной модели. Область моделирования показана на рис.1. Цветом обозначен показатель отражения витринита

модель антиформных дуплексов скучивания, так как эта модель наиболее хорошо увязывает между собой данные сейморазведки, бурения и полевых геологических работ.

4. Результаты кинематических реконструкций могут быть использованы для бассейнового моделирования и оценки генерационного потенциала складчато-надвиговой области.

Благодарности. Авторы благодарят компанию Midland Valley Exploration Ltd. за возможность использовать программное обеспечение Move в учебных и научных целях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов / Отв. ред. Л.М. Парфенов. Рос. акад. наук. Сиб. отд. Ин-т геол. наук. АО «Якутскгеофизика». Новосибирск: Наука; Сиб. Предприятие РАН, 1999. 160 с.

Геологический словарь: В 3 т. / Гл. ред. О.В. Петров. 3-е изд., перераб. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.

Brooks B. A. Bevis M, Whipple K., et al. Orogenic-wedge deformation and potential for great earthquakes in the central Andean backarc // Nature Geoscience. 2011. Vol. 4. P. 380–383.

Dahlstrom C.D.A. Balanced cross sections // Canadian J. Earth Sci. 1969. Vol. 6, N 4. P. 743–757.

Dunn J.F. Hartshorn K.G., Hartshorn P.W. Structural styles and hydrocarbon potential of the Sub-Andean thrust belt of southern Bolivia / Eds. A.J. Tankard, R. Suárez Soruco, H.J. Welsink // Petroleum Basins of South America, AAPG Memoir 62, 1995. P. 523–545.

Fernández Seveso F., Vistalli M.C, Viñes R.F. Correlación de reservorios en la cuenca silúrica-devónica del Chaco: Una revisión integrada previa a la adquisición de bloques exploratorios en Bolivia // Boletín de Informaciones Petroleras: Tercera Época. 2000. V. XVII. No. 61. P. 152–166.

Fuentes, F., Starck D., Rocha E. Geometry and kinematics of structures of the southern sub-Andean fold-thrust belt of Bolivia / Eds. G. Zamora, K.R. McClay, and V.A. Ramos, Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia: AAPG Memoir 117. 2018. P. 437–458.

Ramirez L., Nunez S. Structural Modelling in Aguarague Range // Simposium Bolivariano Colombia, 2009.

Starck D., Constantini L., Schulz A. Analisis de algunos aspectos geometricos y evolutivos de las estructuras de la faja plegada Subandina del norte de Argentina y el sur de Bolivia// Fifth Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, Mar del Pla, 2002 (EXPR-3-DS-40).

Starck D. Silurian–Jurassic stratigraphy and basin evolution of northwestern Argentina / Eds. A.J. Tankard, R. Suarez Soruco, H.J. Welsink. Petroleum basinsof South America: AAPG Memoir 62, 1995. P. 251–268.

Weiss J.R., Brooks B.A., Arrowsmith J.R., et al. Spatial and temporal distribution of deformation at the front of the Andean orogenic wedge in southern Bolivia // Journal of Geophysical Research. Solid Earth. V. 120. 2015. P. 1909–1931.

Woodward N.B., Boyer S.E. Suppe J. An outline of balanced cross-sections-University of Tennesse: Knoxville publications, 1985. 138 p.

http://www.mve.com/

Статья поступила в редакцию 21.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 550.82:004.94+55(1-922.1/.2)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-51-57

ТРЕХМЕРНАЯ МОДЕЛЬ ТЕПЛОВОЙ ИСТОРИИ ЮЖНО-ЧУКОТСКОГО БАССЕЙНА

Максим Валерьевич Коротаев[1]✉, Наталья Витальевна Правикова[2], Анатолий Михайлович Никишин[3]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; korm1111@yandex.ru✉, https://orcid.org/0009-0007-4542-7787
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; npravikova@mail.ru, https://orcid.org/0000-0001-5605-9261
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; amnikishin@gmail.com, https://orcid.org/0000-0002-5375-6237

Аннотация. Выполнено трехмерное моделирование тепловой истории Южно-Чукотского моря. Модель откалибрована по данным замеров температур и витринита из скважин на шельфе Аляски. Получено распределение температур и зрелости органического вещества во времени, оценена вероятность генерации и аккумуляции углеводородов.

Ключевые слова: Арктика, Чукотское море, трехмерная модель, тепловая история, углеводородная система, моделирование

Для цитирования: *Коротаев М.В, Правикова Н.В., Никишин А.М.* Трехмерная модель тепловой истории Южно-Чукотского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 51–57.

3D THERMAL MODEL OF SOUTH CHUKCHI BASIN

Maxim V. Korotaev[1]✉, Natalya V. Pravikova[2], Anatoly M. Nikishin[3]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; korm1111@yandex.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; npravikova@mail.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; amnikishin@gmail.com

Abstract. 3D thermal modeling of South Chukchi basin was done. Model was calibrated by temperature data and vitrinite reflectance from wells on Alyaska shelf. The distribution of temperatures and maturity of organic matter over time was obtained, and the probability of generation and accumulation of hydrocarbons was assessed.

Keywords: Arctic, Chukchi Sea, 3D model, thermal history, hydrocarbon system, modeling

For citation: Korotaev M.V., Pravikova N.V., Nikishin A.M. 3D thermal model of South Chukchi basin. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 51–57. (In Russ.).

Введение. На сегодняшний момент Арктический регион хорошо изучен сейсмическими методами, по Чукотскому морю существует достаточно большое количество данных и вариантов их интерпретации. Целью данной работы было трехмерное моделирование тепловой истории Южно-Чукотского бассейна, оценка влияния ключевых событий геологической истории на прогрев осадочного чехла и оценка возможной генерации и аккумуляции углеводородов в осадочном чехле южной части Чукотского моря.

Сейсмостратиграфия, хронология основных геологических событий, характер деформаций в Южно-Чукотском бассейне определены достаточно детально [Verzhbitsky et al., 2012; Ихсанов, 2014; Nikishin et al.,2021; Никишин и др., 2022; Skaryatin et al., 2022]. В бассейне нет пробуренных глубоких скважин, но на северо-восточной окраине бассейна, на шельфе Аляски пробурены несколько скважин с полным комплексом исследований, в том числе замерами температуры и отражательной способности витринита, что позволяет хорошо откалибровать модель тепловой истории региона. В работе [Ким и др., 2007] Южно-Чукотская впадина оценивается как перспективный бассейн с очагом генерации в прогибах Южно-Шмидтовском и Хоуп и со структурными ловушками в районе поднятий Онман и Инкигурское. В работе [Bird et al., 2008] для бассейна Хоуп — восточной части Южно-Чукотского бассейна, область оценивается преимущественно как газогенерирующая, нефтегенерация началась с олигоценового времени, газогенерация — с миоцена. При геохимической съемке донных осадков определены аномальные содержания УВ-газов, что может свидетельствовать о наличии успешно функционирующей углеводородной системы (УВС) [Яшин, 2007; Ким, 2007].

В данной работе авторы выполнили построение достаточно обобщенной трехмерной региональной бассейновой модели и оценили возможность функ-

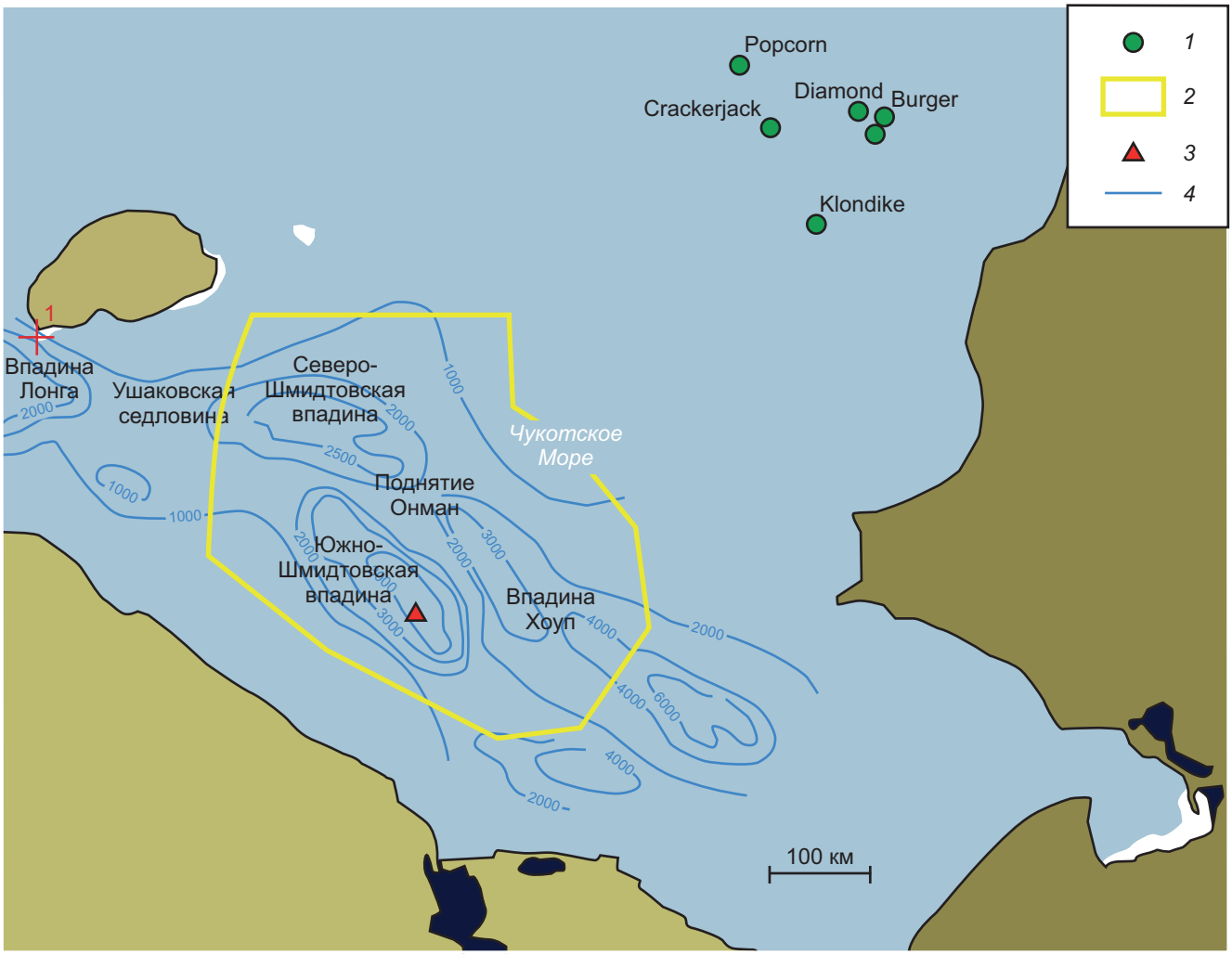


Рис. 1. Схема расположения объектов моделирования: *1* — скважины, использованные для калибровки, *2* — область трехмерного моделирования, *3* — псевдоскважина в Южно-Чукотском бассейне, *4* — изолинии поверхности фундамента по [Яшин, Ким, 2007], м

ционирования углеводородной системы Южно-Чукотского бассейна, возможные масштабы генерации и аккумуляции углеводородов на шельфе Южно-Чукотского моря.

Материалы и методы. ***Геология Южно-Чукотского бассейна***. Бассейн Южно-Чукотского моря (рис. 1) расположен в Восточной Арктике, к северу от Чукотского полуострова, к востоку от Восточно-Сибирского моря, на западе продолжается вдоль Аляски до залива Коцебу. Американская часть Чукотского бассейна называется бассейном Хоуп.

Бассейн подстилается фундаментом мезозойского возраста Новосибирско-Чукотского орогена [Никишин и др., 2022; Nikishin et al., 2021]. Бассейн сформировался на месте апт-альбских континентальных рифтовых бассейнов [Никишин и др., 2022]. Мощность осадочного чехла в среднем составляет 4 км, в наиболее глубоких частях бассейна достигает 8 км [Verzhbitky et al., 2012].

Непосредственно в бассейне Южно-Чукотского моря нет скважин, однако на шельфе Аляски есть большое количество скважин (Clondike-1, CrackerJack-1, Popcorn-1, Burger-1, Diamond-1) с полным комплексом исследований [Mineral…, 2006], по которым проведена привязка отражающих горизонтов.

Литология и палеогеография Южно-Чукотского бассейна тесно связана с геодинамикой формирования восточной части Арктического бассейна и Чукотского орогена [Nikishin et al., 2021] и поднятия Менделеева. Регион представлял собой типичный пострифтовый бассейн, заполнявшийся осадками, преимущественно с Чукотского орогена. Общая мощность осадочного чехла 4–8 км. Литологический состав отложений — преимущественно глины с прослоями песчаников [Никишин и др., 2022; Mineral…, 2006]. В геологической истории Южно-Чукотского бассейна можно выделить несколько этапов [Ихсанов, 2014; Skaryatin et al., 2022; Правикова и др, 2023].

Апт — эоцен (125–34 млн лет). Этап растяжения, формирования рифтов в основании бассейна и их заполнения синрифтовыми и пострифтовыми осадками. Это время отвечает обстановке общего рифтогенеза во всей Восточной Арктике и крупномасштабного магматизма на поднятии Менделеева [Никишин и др., 2022]. В апт-альбское время в обстановке обще-

го растяжения бассейн заполняется синрифтовыми осадками. В позднем мелу в относительно спокойной тектонической обстановке медленного термального погружения [Никишин и др., 2022] бассейн заполняется пострифтовыми осадками. По данным возрастов детритовых цирконов источником сноса обломочного материала в меловое время являлись мезозойские орогены Дальнего Востока [Никишин и др., 2022]. В эоцене продолжается медленное погружение и заполнение рифта пострифтовыми осадками. Регионально это время начала роста и эрозии орогена на востоке Азии. В Северо-Чукотском бассейне в это время формируются клиноформенные комплексы [Никишин и др., 2022].

Олигоцен — ранний миоцен (34–20 млн лет). Этап сжатия. На сейсмических разрезах выделяются два уровня несогласия: пред-олигоценовое (~34 млн лет) и раннемиоценовое (~20 млн лет), которым отвечают главные фазы сжатия [Ихсанов, 2014; Skaryatin et al., 2022; Правикова и др., 2023]. В олигоцене–миоцене продолжалось погружение в режиме транстенсии, прерываемое компрессионными событиями. Две транспрессионные фазы привели к локальной инверсии в западной части Южно-Чукотского бассейна и формированию структур Ушакова и Надеждина. Фазы инверсии сопровождались эрозией замков антиклинальных складок [Skaryatin et al., 2022; Правикова и др., 2023].

Ранний миоцен — настоящее время (20–0 млн лет). Этап стабилизации. Бассейн перекрывается осадками, в Северо-Чукотском бассейне начало этапа соответствует кровле верхнего клиноформенного комплекса. Осадки выше этого горизонта примерно равномерно перекрывают все структуры [Никишин и др., 2022].

Методика моделирования. Моделирование углеводородной системы Южно-Чукотского бассейна проводилось в программном пакете МОБиУС (ООО «Лаборатория геологии» (SBmG), Москва) по стандартной методике [Никишин и др., 1999], включающей следующие этапы:

1. Определение элементов углеводородной системы.

2. Создание трехмерной структурной модели. Задание элементов УВС в трехмерной модели (литологические свойства, свойства НМТ, коллекторов, покрышек, разломы и их характеристики и т. д.).

3. Одномерное моделирование по скважинам. Расчет истории погружения. Расчет тепловой истории. Калибровка тепловой модели по данным температур и витринита по скважинам и определение граничных условий модели.

4. Трехмерное моделирование истории погружения, тепловой истории и истории генерации углеводородов. Моделирование миграции и аккумуляции углеводородов.

5. Калибровка результатов трехмерного моделирования по известным месторождениями или проявлениям УВ.

6. Оценка ресурсов. Оценка рисков.

Исходные данные. Обобщенная трехмерная структурная модель для трехмерной модели УВС была построена по данным [Ким, 2007; Яшин, 2007; Ихсанов, 2014; Skaryatin, 2022].

Элементы углеводородной системы. Все элементы углеводородной системы Южно-Чукотского моря определены по аналогам в соседних регионах. Для трехмерной модели использован наиболее оптимистичный сценарий существования нефтематеринских пород, коллекторских толщ и покрышек. Трехмерная модель углеводородной системы позволяет проверить вероятность ее функционирования и выявить основные закономерности развития.

Нефтематеринские породы. Нефтематеринские породы триасового и юрского возраста являются доказанными бурением в бассейне Колвилл на севере Аляски [Skaryatin et al., 2022]. В Южно-Чукотском бассейне они находятся в фундаменте и не принимали участия в функционировании углеводородной системы.

Потенциально нефте- и газоматеринскими могут являться углисто-глинистые породы апта–альба [Ким, 2007; Яшин, 2007; Tolson, 1987]. Гумусовое органическое вещество (ОВ), содержание органического вещества ($C_{орг}$) 1,2–2,8%.

Кайнозойские породы по данным скважин Nimiuk Point-1 и Cape Espenberg-1 (Аляска) отличаются низкой зрелостью, содержание органического вещества от 0,06 до 8,34% (среднее 1,16%) [Skaryatin, 2022, Decker et al., 1988].

В модели использованы две нефтегазоматеринские толщи: апт-альбская, мощность 100 м, $C_{орг} = 3\%$, III тип керогена, и эоценовая, мощность 100 м, $C_{орг} = 2\%$, III тип керогена.

Коллекторы. Потенциальными коллекторами могут являться континентальные и мелководноморские терригенные песчаники палеогенового и неогенового возраста, накапливавшиеся в изолированных бассейнах в палеодепрессиях и на склонах палеоподнятий. Источник обломочного материала — поднятия в чехле, разрушающиеся в процессе переработки в обстановки транстенсии [Skaryatin, 2022]. В бассейне Хоуп (восточная часть Южно-Чукотского бассейна) коллектора предполагаются в верхней части палеогена и в неогене [Bird et al., 2008].

Для оценки вероятности миграции и аккумуляции УВ в модели использованы две коллекторские толщи мощностью 100 м — палеоценовая и миоценовая.

Покрышки. В Южно-Чукотском бассейне выделяются три региональные покрышки. Две из них, в эоцене и миоцене, выглядящие на сейсмической записи как хаотические комплексы, предположительно сложены обломочными породами с глинистым цементом. Выше, в миоцене, морские глины, распространенные по всей площади бассейна, также могут являться хорошей покрышкой [Skaryatin, 2022].

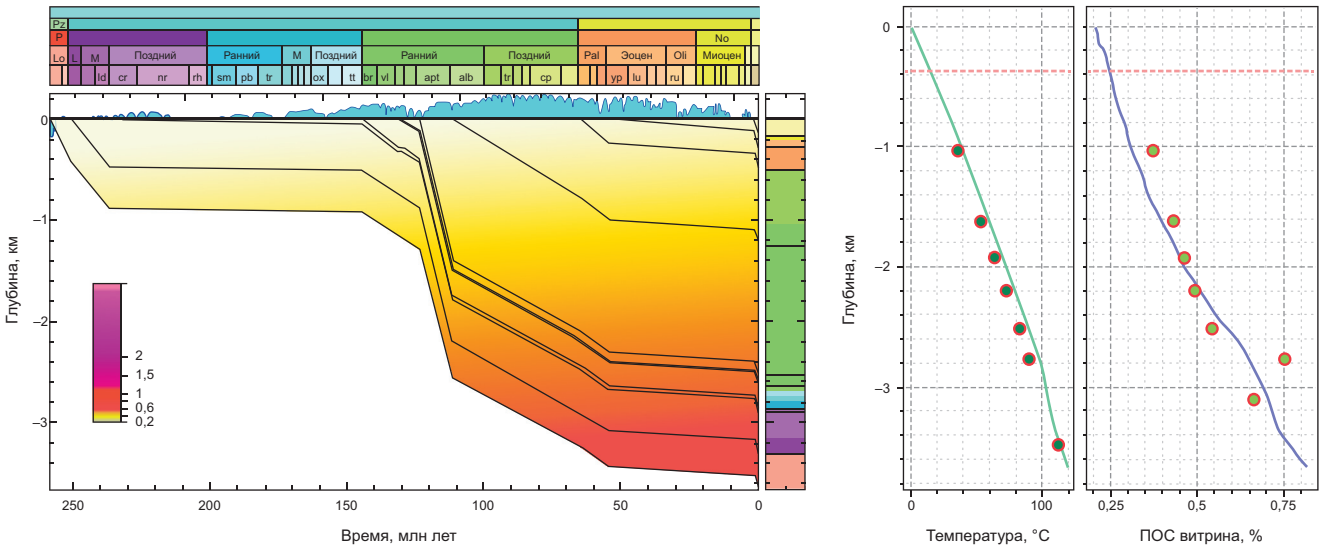


Рис. 2. Расчет тепловой истории и калибровка тепловой модели по скважине Crackerjack-1 на шельфе Аляски

В модели использованы две региональные покрышки эоценового и миоценового возраста.

Ловушки. Тектоническая история бассейна была достаточное сложной, поэтому в Южно-Чукотском море выделяется большое количество потенциальных ловушек разного типа. Так, структурные ловушки связаны с инвертированными антиклиналями и цветочными структурами в транспрессионной обстановке, стратиграфические ловушки связаны с выклиниванием вблизи поднятий фундамента. Размеры ловушек от 5×7 до 50×30 км, стратиграфически приурочены к мелу на глубинах около 3 км и эоцену-миоцену на глубинах 1 км и менее [Skaryatin, 2022].

Результаты исследований и их обсуждение. Тепловая модель была откалибрована авторами по скважинам Crackerjack-1 и Diamond-1 [Craddock, Houseknecht, 2016] на шельфе Аляски. Расположение скважин показано на рис. 1, результаты калибровки и тепловая история — рис. 2.

Граничные условия модели. Граничными условиями модели, определяющими тепловую историю региона, являются среднегодовые температуры, тепловой поток в основании литосферы, моменты и величина растяжения при рифтогенезе.

Этап рифтогенеза в апте (125–112 млн лет) продолжительностью 12 млн лет, коэффициент растяжения 1,1.

Среднегодовые температуры для палеоцена-эоцена 10–12° и уменьшаются с олигоцена до настоящего времени до 0…–4° [Planke et al., 2021; Westerhold et al., 2020; Никишин и др., 2022].

Тепловой поток в основании литосферы в момент рифтогенеза и образования бассейна 60 мВт/м^2, впоследствии при пострифтовом остывании он снижается до 40 мВт/м^2.

Результаты моделирования и обсуждение. Результаты одномерного моделирования по скважине приведены на рис. 2, где видна хорошая сходимость рассчитанной тепловой модели реальных замеров температуры и витринита по скважине Crackerjack-1.

Для оценки зрелости органического вещества и генерационного потенциала собственно Южно-Чукотского бассейна построена модель по псевдоскважине в наиболее погруженной части бассейна (южная часть бассейна, Южно-Шмидтовская впадина). История созревания органического вещества и степень его трансформации по нефтематеринским породам мела и палеогена приведены на рис. 3. Рассчитанный показатель отражения витринита по псевдоскважине имеет хорошую сходимость с замерами отражения витринита по скважинам Nimiuk Point-1 и Cape Espenberg-1 на Аляске. Видно, что в модели по псевдоскважине раннемеловые нефтематеринские породы попадают в зону нефтяного окна, палеогеновые породы — в самое начало зоны генерации углеводородов.

Трехмерная модель степени зрелости органического вещества выраженной в показателе отражения витринита для апт-альбских нефтематеринских пород на настоящий момент показана на рис. 4, на котором видно, что в наиболее погруженных частях бассейнах нефтематеринские породы вошли в область активной генерации.

По результатам трехмерного моделирования можно оценить функционирование нефтяной системы (рис. 5). Активная генерация началась в конце олигоцена, к этому времени ловушки и покрышки уже сформированы, генерация идет и на настоящий момент, преимущественно УВ генерируются в наиболее погруженных частях бассейна (Северо-Шмидтовская впадина и Южно-Шмидтовская впадина). Степень преобразования органического вещества (TR) очень невысока: 0,1 для апт-альбских, 0,05 для палеогеновых материнских пород. Плотность генерации 200–1400 кг/м^2, суммарный объем генерации для Южно-Чукотского бассейна в границах модели

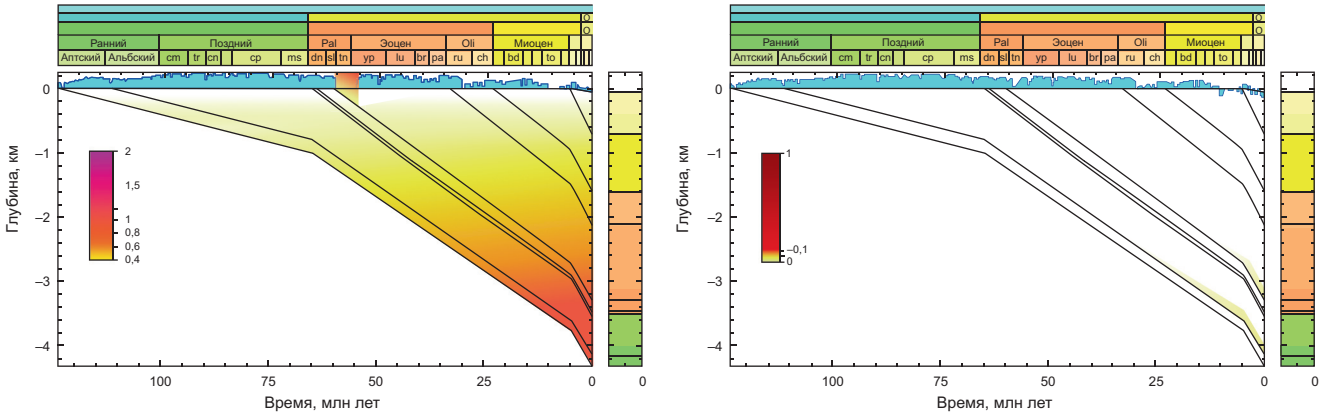


Рис. 3. Тепловая история и степень зрелости органического вещества по псевдоскважине в южной части Южно-Чукотского бассейна. Левый график — отражательная способность витринита, правый — степень преобразования органического вещества (TR) в нефтематеринских толщах

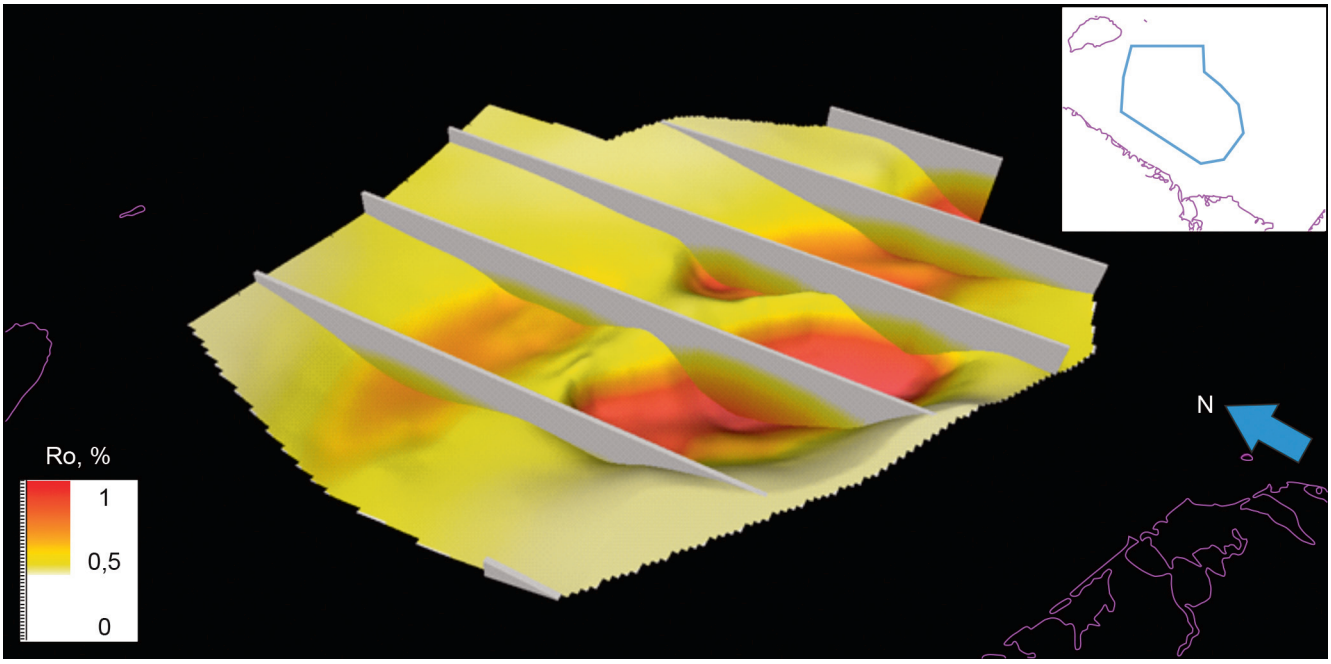


Рис. 4. Зрелость органического вещества, выраженная в показателе отражения витринита, для апт-альбских нефтематеринских пород на настоящий момент. Границы модели показаны на врезке

по двум нефтематеринским свитам может достигать 4300 млн т УВ.

Направления миграции и вероятные места аккумуляции УВ показаны на рис. 5. Формирование месторождений УВ начинается в миоцене и продолжается по настоящий момент, основные скопления УВ находятся в антиклинальных ловушках в палеоценовом коллекторе. Поскольку выявлено большое количество донных аномалий [Ким, 2007; Яшин, 2007], связанных с просачиванием УВ, разломы в Южно-Чукотском бассейне являются проницаемыми на настоящий момент и могут играть большую роль при перераспределении УВ в ловушках, а также оказывать негативное влияние на сохранность залежей.

Выводы. 1. Выполнено трехмерное моделирование тепловой истории и истории формирования углеводородных систем бассейна Южно-Чукотского моря с калибровкой по скважинам на шельфе Аляски.

2. Переломные моменты функционирования УВ системы связаны с геологической эволюцией региона: рифтогенез в апте определил тепловую истории и историю генерации УВ, перестройка структурного плана и движения по разломам в эоцене определили формирование ловушек и пути миграции УВ по разломам.

3. Генерация возможна в меловых и эоценовых нефтематеринских толщах в наиболее погруженных частях бассейна (Северо-Шмидтовская и Южно-Шмидтовская впадины, впадина Хоуп), время начала генерации для меловой толщи — конец олигоцена, для эоценовой — конец миоцена. Аккумуляция углеводородов ожидается в ловушках различного

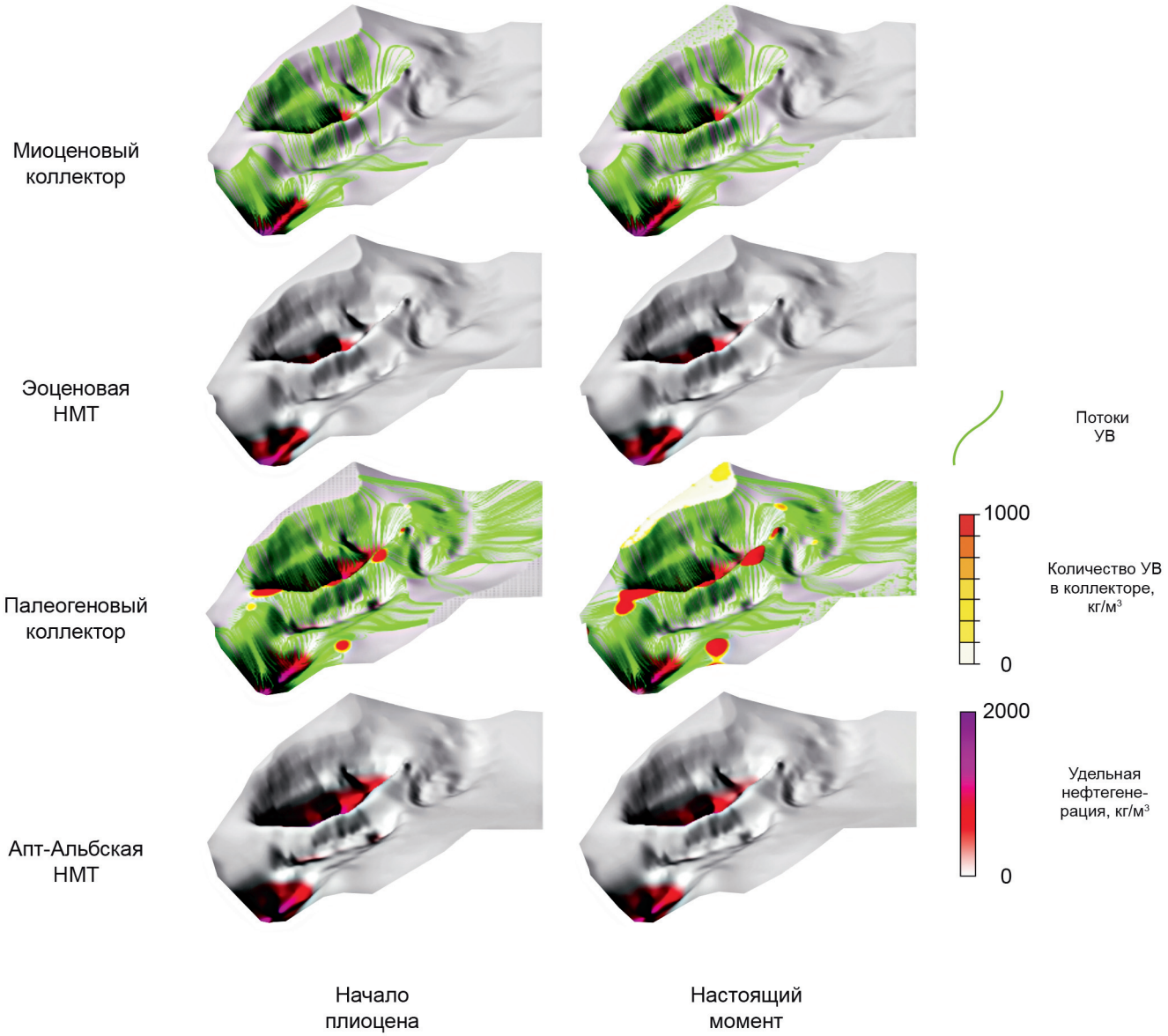


Рис. 5. Эволюция углеводородной системы Южно-Чукотского моря для конца миоцена и на настоящий момент. Показана генерация углеводородов в нефтематеринских толщах, миграция углеводородов в коллекторе и возможные области аккумуляции

типа на поднятии Онман на границе впадин и периферических частях бассейна. Распределение и сохранность скоплений УВ в значительной мере может быть связано с активностью разломов. Газовые аномалии объясняются миграцией УВ по разломам в последние 5 млн лет.

Благодарности. Авторы благодарят ООО «Лаборатория геологии» за предоставленное для научных и образовательных целей ПО «Мобиус». Авторы благодарят А.Б. Попову, В.Е. Вержбицкого, М.В. Скарятина, С.М. Данилкина, М.А. Большакову за прочтение первичной версии статьи и конструктивные замечания.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект 24-17-00020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ихсанов Б.И. Позднемезозойские и кайнозойские деформации в осадочных бассейнах акватории Чукотского моря: Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2014. 22 с.

Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И. и др. Нефтегеологическое районирование шельфа восточно-арктических морей России и перспективы их нефтегазоносности // Геология нефти и газа. 2007. № 2. С. 49–58.

Никишин А.М., Ершов А.В., Копаевич Л.Ф и др. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов МПР РФ, ЦРГЦ, Геокарт. М., 1999. 524 с.

Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф. и др. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. М.: ГИН РАН, 2022.

Правикова Н.В., Коротаев М.В., Старцева К.Ф. и др. Этапы формирования инвертированного Пегтымельского

рифта по результатам кинематической реконструкции (Чукотское море) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 3. С. 31–38.

Яшин Д.С., Ким Б.И. Геохимические признаки нефтегазоносности Восточно-Арктического шельфа России // Геология нефти и газа. 2007. № 4. С. 25–29.

Bird K.J., Houseknecht D.W., Pitman J.K. Geology and assessment of undiscovered oil and gas resources of the Hope Basin Province, 2008, chap. D of Moore, T.E., and Gautier, D.L., eds., The 2008 Circum-Arctic Resource Appraisal: U.S. Geological Survey Professional Paper No.1824.

Craddock W.H., Houseknecht D.W. Cretaceous–Cenozoic burial and exhumation history of the Chukchi shelf, offshore Arctic Alaska // AAPG Bulletin 2016. v. 100. No. 1. P. 63–100.

Decker J., Robinson M.S., Clough J.G., et al. Geology and petroleum potential of Hope and Selawik Basins // Public data-file report. 1988. No. 88-1.

Mineral Management Service (MMS) 2006. Chukchi Sea Province Summary. Assessment — Alaska Region. Seismic Framework, US 2006. Chukchi Shelf 13, http://www.mms.gov/alaska/re/reports/2006Asmt/CHGA/chga.HTM.

Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., et al. Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 — Data collection // Earth-Sci. Rev. 2021. 217. 103559.

Planke S., Berndt C., Alvarez Zarikian C.A. Expedition 396 scientific prospectus: Mid-Norwegian continental margin Magmatism. International Ocean Discovery Program. 2021.

Skaryatin M.V., Bulgakova E.A., Verzhbitskiy V.E., et al. South Chukchi–Hope composite tectono-sedimentary element, Chukchi Sea // Geological Society. London, Memoirs (2022), 57 (1).

Tolson R.B. Structure and stratigraphy of the Hope basin, Southern Chukchi Sea, Alaska / Eds. D.W. Scholl, A. Grantz, J.G. Vedder. Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins: Beaufort Sea to Baja California // Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series 6, 1987. P. 59–71.

Verzhbitsky V., Sokolov S, Frantzen E., et al. The South Chukchi Sedimentary Basin (Chukchi Sea, Russian Arctic): Age, structural pattern, and hydrocarbon potential // Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems / Ed. by D. Gao: AAPG Memoir 100, 2012. P. 267–290.

Westerhold T., Marwan N., Drury A.J., et al. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years // Science. 2020. 369(6509): 1383–1387.

Статья поступила в редакцию 15.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 551.763.333 (470.630)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-58-72

ПАЛЕООБСТАНОВКИ И БИОСТРАТИГРАФИЯ МААСТРИХТА РАЗРЕЗА РЕКИ ДАРЬЯ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

Елена Васильевна Яковишина[1], Сергей Иванович Бордунов[2], Максим Валерьевич Коротаев[3], Людмила Федоровна Копаевич[4], Анастасия Александровна Одинцова[5], Наталья Олеговна Митрофанова[6], Елизавета Андреевна Краснова[7]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yakovishina@mail.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; sib-msu@mail.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; korm1111@yandex.ru
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lfkopaevich@mail.ru
[5] Геофизический центр РАН, Москва, Россия; anastacia.odintsova@gmail.com
[6] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; grnatusik@yandex.ru
[7] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; E.Krasnova@oilmsu.ru

Аннотация. Комплексный подход к изучению маастрихтских отложений разреза реки Дарья (Северный Кавказ) послужил основой для восстановления условий седиментации. В результате проведенных исследований сделаны выводы о биотических и абиотических событиях того времени. Уточнено стратиграфическое положение разреза, выполнено его зональное расчленение по фораминиферам. Проведено восстановление палеогеографической и палеоклиматической обстановок. Установлено, что в регионе в маастрихте существовал тепловодный (от мелководно-морского до умеренно глубоководного) бассейн с нормальной соленостью и неравномерным темпом седиментации.

Ключевые слова: маастрихт, Северный Кавказ, карбонаты, стабильные изотопы, палеообстановки, палеоклимат

Для цитирования: *Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Коротаев М.В., Копаевич Л.Ф., Одинцова А.А., Митрофанова Н.О., Краснова Е.А.* Палеообстановки и биостратиграфия маастрихта разреза реки Дарья (Северный Кавказ) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 58–72.

PALEOENVIRONMENTS AND BIOSTRATIGRAPHY OF MAASTRICHTIAN SECTION OF DARYA RIVER (NORTHERN CAUCASUS)

Elena V. Yakovishina[1], Sergey I. Bordunov[2], Maksim V. Korotaev[3], Lyudmila F. Kopaevich[4], Anastasya A. Odintsova[5], Natalya O. Mitrofanova[6], Elizaveta A. Krasnova[7]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yakovishina@mail.ru
[2] Lomonosov Moscow State University; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; sib-msu@mail.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; korm1111@yandex.ru
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lfkopaevich@mail.ru
[5] Geophysical Center RAS, Moscow, Russia; anastacia.odintsova@gmail.com
[6] Lomonosov Moscow State University; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; grnatusik@yandex.ru
[7] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; E.Krasnova@oilmsu.ru

Abstract. An integrated approach to the study of the Maastrichtian deposits of the Darya River (Northern Caucasus) section served as the basis for the reconstruction of sedimentation conditions. As a result of the conducted research, conclusions were revealed about the biotic and abiotic events of that time. The stratigraphic position of the section has been clarified, and it zonal subdivision by foraminifera has been defined. The reconstruction of paleogeographic and paleoclimatic environments has been undertaken. It was found that in region in Maastrichtian there was a warm-water basin from shallow-sea to moderately deep-water with normal salinity and irregular sedimentation rate.

Keywords: Maastrichtian, Northern Caucasus, carbonates, paleoenvironments, paleoclimate, isotopes

For citation: Yakovishina E.V., Bordunov S.I., Korotaev M.V., Kopaevich L.F., Odintsova A.A., Mitrofanova N.O., Krasnova E.A. Paleoenvironments and biostratigraphy of Maastrichtian section of Darya river (Nothern Caucasus). *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 58–72. (In Russ.).

Введение. Северный Кавказ считается одним из наиболее важных регионов при проведении детальной стратиграфической корреляции верхнемеловых отложений Восточного Перитетиса. В пределах этой территории разрезы характеризуются преобладанием карбонатной седиментации, стратиграфической полнотой и наличием разнообразных комплексов макро- и микрофауны. Среди них разрез маастрихтского яруса по реке Дарья, отличающийся полнотой и хорошей обнаженностью.

На Кавказе маастрихтские отложения имеют достаточно широкое распространение. Они повсеместно развиты на юге Центрального и Восточного Предкавказья, в пределах Северо-Западного Кавказа (Абхазия, Южный флишевый прогиб), а также в Прикумской системе поднятий [Гофман и др., 1988]. Маастрихт согласно залегает на подстилающих слоях кампана и с размывом перекрываются палеогеном. На значительной части Ставропольского свода и в западной части Прикумской зоны поднятий отложения маастрихтского яруса были полностью уничтожены предпалеогеновой трансгрессией [Алексеев и др., 2005]. Общая мощность маастрихта от 25 до 115 м, в некоторых зонах Дагестана — до 280 м [Дробышев, 1951]. Литологически толщи маастрихта, особенно верхнемаастрихтские, мало изменчивы и представлены преимущественно плотными белыми и светло-серыми известняками с тонкими прослоями мергелей.

Характерной особенностью маастрихта изучаемой территории (р. Дарья, к северу от ст. Боргустанская) является литологическая однородность состава пород: светло-серые, часто белые мелоподобные плитчатые трещиноватые известняки. Данные отложения выделены в заюковскую свиту (K_2zk) [Письменный и др., 2004]. Этот разрез впервые был описан М.М. Москвиным [1942]. Позднее он упоминается Д.В. Дробышевым [1951] в его монографии, посвященной верхнемеловым карбонатам Северного Кавказа. В тектоническом плане район исследований располагается на Минераловодском выступе, который разделяет Восточно-Кубанский и Терско-Каспийский краевые прогибы и граничит по разломам на юге с Северо-Кавказкой моноклиналью Большого Кавказа, а на севере со Ставропольским сводом Скифской плиты [Годзевич, 1996].

В статье приведены результаты детального комплексного изучения разреза по реке Дарья (рис. 1). Исследования, проведенные авторами, основаны на детальном анализе условий седиментации и особенностей распространения таксонов различных групп микроорганизмов, важных в стратиграфическом отношении — фораминифер и наннопланктона.

Для достижения цели по биостратиграфическому расчленению разреза и восстановлению палеогеографических и палеоклиматических обстановок были решены следующие задачи комплексных исследований.

1. Осуществлено зональное расчленение разрезов по разным группам микроорганизмов для датировки и корреляции существенных седиментологических перестроек в палеобассейне. Анализ систематического состава планктонных (ПФ) и бентосных фораминифер (БФ) служит повышению

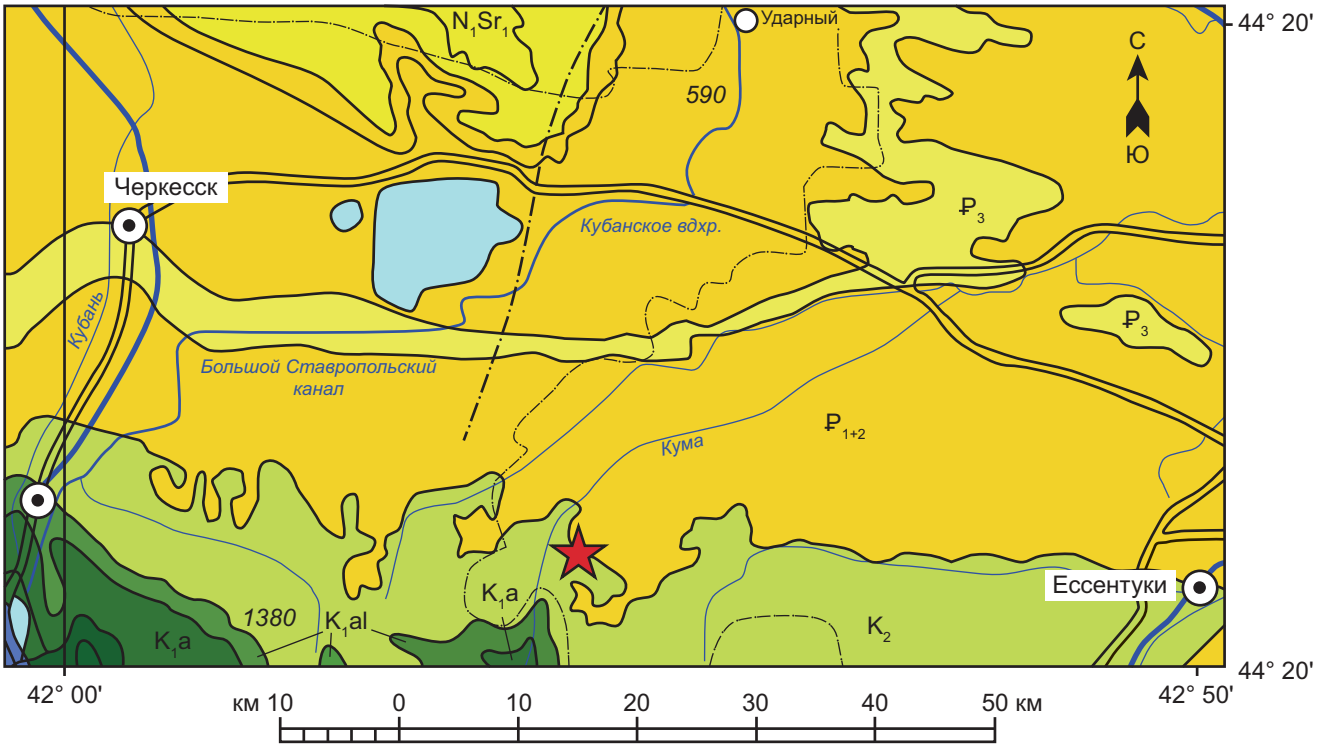


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района исследований по [Колтыгина и др., 1998] и положение изученного разреза (красная звезда), координаты 44°3'19,69" с.ш. 42°29'11,09"

детальности биостратиграфических построений, увеличению корреляционного потенциала, а также помогает получить полезную палеоэкологическую информацию [Беньямовский, Копаевич, 2001].

2. Выполнен анализ изотопного состава кислорода и углерода, необходимого для получения информации о колебаниях температуры, солености и продуктивности бассейна [Галимов, 1968]. Выявление наиболее заметных сдвигов и их возрастная привязка; сопоставление магнитуды отклонения одновозрастных изотопных вариаций в разных частях бассейна и в разных фациальных зонах.

3. Проведен седиментологический анализ вещественного состава пород, выделены микрофации, выполнен рентгенофазовый анализ глинистых минералов, направленный на определение условий карбонатной седиментации.

4. Сделано сопоставление всех полученных результатов, осуществлена расшифровка направленности биотических и абиотических изменений, выявлены периодические колебания уровня моря, температуры, солености, объем поступления органического вещества в бассейн и уровня содержания кислорода в воде.

Материал и методы исследования. Аналитические исследования проводились на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова. Из отложений маастрихта мощностью 58 м было отобрано 23 образца. Отбор образцов производился с интервалом 1–2 м. Вещественный состав пород (карбонатные, глинистые и песчаные разности) изучался в шлифах с помощью поляризационного микроскопа Motic BA300 Pol. Петрографическими исследованиями шлифов выделено 6 типов микрофаций пород (МКФ) [Flügel, 2010] и уточнены генетические условия их формирования [Фролов, 1984], что позволило составить представление об условиях формирования изучаемой толщи.

Данные по возрасту изученных пород были получены путем микропалеонтологического анализа содержащихся в них комплексов фораминифер. Предварительно раздробленная порода дезинтегрировалась путем кипячения в слабощелочном растворе воды и далее отмывалась вручную в проточной воде через сито с размером ячеек 0,063 мм. Раковины фораминифер изучались с помощью микроскопа “LEICA MZ12” при увеличениях от 10х до 40х. В статье приведены изображения наиболее значимых таксонов для определения возраста и указано их стратиграфическое распространение. Виды-индексы ПФ и некоторые БФ сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе CamScan-4 в кабинете приборной аналитики Палеонтологического института РАН с последующей обработкой на компьютере.

Для изучения наннопланктона были подготовлены небольшие фрагменты породы (весом 3–5 г), которые затем были наклеены на углеродопроводящую клейкую ленту. Образцы были изучены в лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ при помощи сканирующего электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV» с вольфрамовым термоэмиссионным катодом. Естественные поверхности образцов со свежим сколом были покрыты пленкой золотого напыления толщиной 25–30 нм, а затем сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе в режиме детектирования вторичных электронов при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда от 10 пА при увеличении 1–10 мкм. Наннопланктон был определен к. г.-м. н. М.Н. Овечкиной.

Изотопные исследования кислорода и углерода проведены на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова с помощью масс-спектрометре “Delta V Advantage”. Анализ соотношений изотопных значений $^{13}C/^{12}C$ и $^{18}O/^{16}O$ основан на методе выделения CO_2 из карбоната при взаимодействии с фосфорной кислотой. Продукты реакции CO_2 и H_2O заполняют вакуумную линию, где происходит их криогенное разделение. Очищенный CO_2 собирают в ампулу, анализируют на масс-спектрометре и замеряют отклонения значений $^{13}C/^{12}C$ и $^{18}O/^{16}O$ в образцах от значений этих параметров в стандарте VPDB (δ Vienna Pee Dee Belemnite Standard). Результаты измерения выражаются как $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в промилле (‰) [Нургалиева, 2017].

Метод изотопной термометрии основан на распределении изотопа O^{18} между кислородом воды и минерала, т. е. на наличии изотопного обмена между этими двумя компонентами, выражающегося следующей реакцией, например, для карбонатов:

$$H_2O^{18} + M_2CO_3^{16} = M_2CO_3^{18} + H_2O^{16}.$$

При обмене между кислородными соединениями и водой тяжелый изотоп кислорода концентрируется в кислороде минерала. Это распределение зависит от температуры осаждения: чем ниже температура, тем больше $\delta^{18}O$ содержится в соединении. Высокие температуры оказываются наименее благоприятными для разделения изотопов при образовании соединения. То есть, чем выше температура, тем меньше будет отличаться изотопный состав кислорода минерала от кислорода воды того водного резервуара, с которым он связан [Тейс, Найдин, 1973]. Изменение концентрации тяжелого изотопа с температурой тем меньше, чем выше температура.

Расчет палеотемператур произведен с использованием уравнения Эпштейна [Epstein et al., 1953] с измененными температурными коэффициентами, рассчитанными для лабораторного неорганического осаждения кальцита [Kim et al., 1997]. Для пересчета использовалась формула:

$$T = 16{,}9 - 4{,}38\ (\delta) + 0{,}1\ (\delta^2),\ \text{а}\ \delta = \delta_c - \delta_w,$$

где T — температура в °C, δ — разница значения $\delta^{18}O_c$ образца пород относительно стандарта VPDB

и значения $\delta^{18}O_w$ (стандартное среднее значение $\delta^{18}O$ океанической воды для условий высоких широт свободных от льда в интервале позднего мела в ‰. Установлено, что для позднего мела в условиях высоких широт свободных от льда данное значение $\delta O_w = -1$‰ [Shackleton, Kennett, 1975].

Рентгенофазовый анализ минерального состава глин в 7 образцах выполнен при помощи рентгеновского дифрактометра ДРОН-3М на кафедре нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Идентификация минералов осуществлялась на основании определения межплоскостных расстояний, которые на дифрактограммах показаны базальными рефлексами.

Результаты и обсуждение. ***Описание разреза.*** Изучаемый разрез, расположенный в русле реки Дарья, сложен толщей ритмичного чередования известняков и мергелей в русле реки Дарья (рис. 2). Следует отметить, что в целом вверх по разрезу в породах уменьшается карбонатная составляющая и увеличивается количество терригенной примеси. Общая мощность составляет 58 м. Контакт с нижележащими породами не выявлен (задернован). Граница с датскими отложениями несогласная со смещением (вероятно из-за конседиментационного изгибания пласта). Вышележащие отложения датского яруса представлены темно-серыми мергелями.

В разрезе выделяются 6 литологических пачек (рис. 3).

Пачка 1. Ритмичное чередование серых массивных, толстоплитчатых известняков с маломощными (5–8 см) прослоями темно-серых мергелей. Встречаются горизонтальные ходы илоедов диаметром 0,5–1 см, заполненные темным глинистым веществом, редкие обломки аммонитов и морских ежей средней сохранности. Мощность пачки 4–4,5 м.

Пачка 2. Более плотные слои известняков, образующие бронирующие поверхности, и содержащие маломощные рыхлые прослои мергелей. Известняк светло-серый, плотный, массивный, сильно биотурбированный. Отмечены остатки губок, скопления морских ежей и редкие отпечатки раковин аммонитов плохой сохранности. Мощность 10–10,5 м.

Пачка 3. Ритмично переслаивающиеся белые известняки и светло-серые мергели. Известняк белый, плотный, неслоистый, биотурбированный, с характерной толстоплитчатой отдельностью и ходами роющих организмов. Как в известняках, так и в мергелях отмечается появление примеси терригенного материала.

Для отложений пачки характерно присутствие большого количества ежей разных размеров. Также встречаются губки и редкие плохой сохранности аммониты. Иглокожие ископаемые часто ожелезнены. Общая мощность пачки 20–22 м.

Пачка 4. Ритмичное чередование светло-серых известняков и плотных зеленовато-серых глинистых мергелей. Часто встречаются скопления остатков

Рис. 2. Толща чередования известняков и мергелей (пачка 3) разреза маастрихта р. Дарья. Красная линия — граница между нижним (K_2m_1) и верхним маастрихтом (K_2m_2) (фото Е.В. Яковишиной)

морских ежей и многочисленные ходы илоедов. Общая мощность пачки 8,5–9 м.

Пачка 5. Переслаивание глинистых известняков и глинисто-алевритистых мергелей (тонкая и средняя ритмичность). Отложения пачки вверх по разрезу приобретают более темный цвет и более тонкую ритмичность. Количество остатков макрофауны резко сокращается: встречаются в основном мелкие, плохой сохранности раковины морских ежей. Мощность пачки 5,5–6 м.

Пачка 6. Ритмичное чередование известняков и глинистых мергелей. Отложения аналогичны пачкам 1–4, однако слои более тонкие, при этом глинистые прослои преобладают над известковыми. Макрофаунистические находки отсутствуют. Мощность пачки 6 м.

Микрофации. Отложения в изучаемом интервале разреза представлены в основном карбонатными породами, в которых выделено 6 основных типов микрофаций (МКФ) (рис. 4), отличающихся друг от друга составом, цветом, структурой, текстурой, палеонтологическими остатками и т. д. [Flügel, 2010]. Классификация известняков приведена по [Dunham, 1962].

К основным карбонатным структурным компонентам относятся целые скелетные организмы, детрит, шлам, микритовый карбонат, обломки

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Свита	Номер пачки	Литология	Мощность пачки, м	Номера образцов	Органогенные остатки	Описание пород	Комплексы фораминифер: Бентос	Комплексы фораминифер: Планктон
МЕЛОВАЯ	ВЕРХНИЙ	МААСТРИХТСКИЙ	НИЖНИЙ	ЗАЮКОВСКАЯ	6		6	204/1 205/1		Ритмическое чередование серых массивных известняков и глинистых, зеленовато-серых мергелей	Cibicidoides commatus	Racegueme-bellina fructicosa
					5		5,5-6	206, 207		Алевритистые песчаники. Переслаивание глинистых известняков и зеленоватых глинисто-алевритистых мергелей		Planoglobullina brazoensis
					4		9	201 202/1 203		Чередование светло-серых известняков и тонкосло-истых глинистых (иногда алевритистых) темно-серых мергелей		
					3		20-22	195 196/1 197 198/3 199 200		Ритмично переслаивающиеся белые толстоплитчатые плотные известняки и светло-серые известковистые тонкослоистые мергели		Pseudotextularia elegans Clobotruncanella havanensis
					2		10-10,5	192 193 194/3		Переслаивание плотных известняков, образующих бронирующие поверхности и рыхлых маломощных мергелей	Anomalinoides cf. welleri, Gavelinella midwayensis	
					1		4-4,5	191 190/3		Ритмичное чередование серых, массивных известняков с маломощными прослоями темно-серых мерегелей		

Мергели; Мергели алевритистые; Известняки глинистые; Фораминиферы; Морские ежи; Губки; Мергели глинистые; Известняки; Песчаники алевритистые; Ходы илоедов; Нанопланктон

Рис. 3. Литологостратиграфическая колонка маастрихтских отложений и распространение комплексов фораминифер в разрезе маастрихта р. Дарья

карбонатных пород, водорослевые и пеллетовые комки и др. К некарбонатным седиментационным компонентам относятся примеси: глинистые, кварцевые, слюдистые, рудные, рассеянное органическое вещество и др. [Dunham, 1962]. Основными глинистыми минералами являются смектит и иллит. Песчано-алевритовая примесь представлена кварцем, слюдой, глауконитом. Содержание примесей колеблется в пределах первых процентов. Среди рассеянного органического вещества преобладает дисперсное органическое вещество, представленное сгустками и гнездообразными скоплениями.

К постседиментационным структурным компонентам относятся аутигенные карбонатные и некарбонатные минералы: карбонатным постседиментационным минералом является доломит, а некарбонатным — пирит и глауконит. Эти компоненты образуются либо при химическом осаждении в поровом пространстве, либо в результате процессов метасоматоза, в основе которых химическому осаждению предшествует растворение [Яковишина и др., 2008]. Максимальное содержание ромбоидных кристаллов доломита составляет 1–2%. Некарбонатные скрытокристаллические компоненты представлены пиритом, образующим скопления в виде мелких сгустков, а также зернами неправильной формы зернами глауконита.

МКФ 1 — известняк фораминиферово-питонелловый (вакстоун) желтовато-серого цвета. Характерна текстура биотурбации (линзы пакстоуна, обусловленные скоплением крупных фораминифер). Основная масса представлена микритовым кальцитом с примесью глин (до 2%) и незначительной доломитизацией (0,2%). Характерны фораминиферы, питонеллы, фрагменты морских ежей и ходы роющих организмов.

МКФ 2 — известняк питонелловый (пакстоун), неравномерного желтовато-коричневого цвета, с микритовой карбонатной основной массой (до 98% $CaCO_3$), биотурбированный. Характерно массовое развитие известковых диноцист *Pithonella ovalis*. Встречаются остатки морских ежей и ходы роющих организмов.

МКФ 3 — известняк глинистый фораминиферово-питонелловый (вакстоун) светло-серого цвета, биотурбирован, в обнажениях наблюдается горизонтальная слабоволнистая слоистость. Основная масса сложена микритовым кальцитом (74–78%), глиной (21–25%), и доломитом до (0,6–0,9%). Характерны фораминиферы и питонеллы. При полевом исследовании обнаружены губки и скопления остатков морских ежей.

МКФ 4 — известняк микритовый (мадстоун) светло-серого цвета, с внутренней тонкой слоистостью, обусловленной ориентировкой спикул губок. Основная масса состоит из микритового кальцита (96–97%) и примеси глины (3–4%). Макрофауна представлена морскими ежами. Характерна горизонтальная (слабоволнистая) слоистость.

МКФ 5 — известняк глинистый (мадстоун), желтовато-серого цвета, неслоистый, с карбонатно-глинистой основной массой (77–78% кальцита, 22–23% глинистого вещества), доломитизирован (1%).

МКФ 6 — песчаник тонкозернистый кварцевый коричневого цвета с карбонатно-глинистым цементом. Терригенная примесь представлена кварцем (45–50%) с полуокатанными, часто с эродированной поверхностью зернами размером 0,01–0,08 мм, плохо сохранившимися в количестве 6–7% зернами полевых шпатов размером 0,02 до 0,1 мм и округлыми зернами глауконита (3–4%). Из макрофауны встречаются лишь обломки морских ежей.

Биостратифический анализ. Стратиграфическая привязка разреза основана на распределении в изучаемых отложениях раковин фораминифер, а также остатков морских ежей и наннопланктона. В результате проведенного анализа в разрезе были выделены комплексы бентосных и планктонных фораминифер (рис. 5). В 13 образцах ассоциации ПФ обладают высоким таксономическим разнообразием, преобладают раковины так называемых «глубоководных» таксонов, обладающих сложной морфологией раковины. В других образцах основную часть комплекса составляют раковины с более простой морфологией, в них увеличивается число бентосных фораминифер. Поскольку ПФ преобладают и к тому же имеют большее стратиграфическое значение чем БФ, то рассмотрение комплексов начинается с ПФ.

Комплекс с *Pseudotextularia elegans — Globotruncanella havanensis* отмечается в интервале от обр. 190/3 до обр. 198/3 и характеризуется появлением *Pseudotextularia elegans*, *Heterohelix striata* (обр. 190/3), *Globotruncanella havanensis* (обр. 196/1), постоянным присутствием *Globotruncana arca*, первое появление которого связано с пограничным сантон-кампанским интервалом. В предыдущих работах авторы, характеризуя слои с *Psedotextularia elegans* в Саратовском Поволжье в разрезах Лох, Ключи, Тепловка, отмечали увеличение таксономического разнообразия ПФ в этом интервале, помимо вида-индекса были встречены виды, присутствующие в разрезе Дарья: *Globotruncanella havanensis* Voorwijk, *Globotruncanita stuarti* (Lapparent), *Racemiguembelina poweli* Smith et Pessagno, *Planoglobulina brazoensis* Martin [Вишневская и др., 2018; Vishnevskaya, Kopaevich, 2020].

Следующий комплекс с *Planoglobulina brazoensis* начинается с уровня пробы 198/3. Его нижняя граница проводится по появлению вида-индекса. Помимо него комплекс характеризуется продолжающейся встречаемостью таких видов, как *Pseudotextularia elegans*, *Globotruncana arca,* а также появлением *Globotruncanita stuarti* (обр. 202/1). Граница самого верхнего комплекса с *Racemiguembelina fructicosa* определяется по первому появлению в данном разрезе вида-индекса в образце 204/1. Помимо этой формы в ассоциации планктонных фораминифер наблюдаются *Pseudotextularia elegans*, *Planoglobullina*

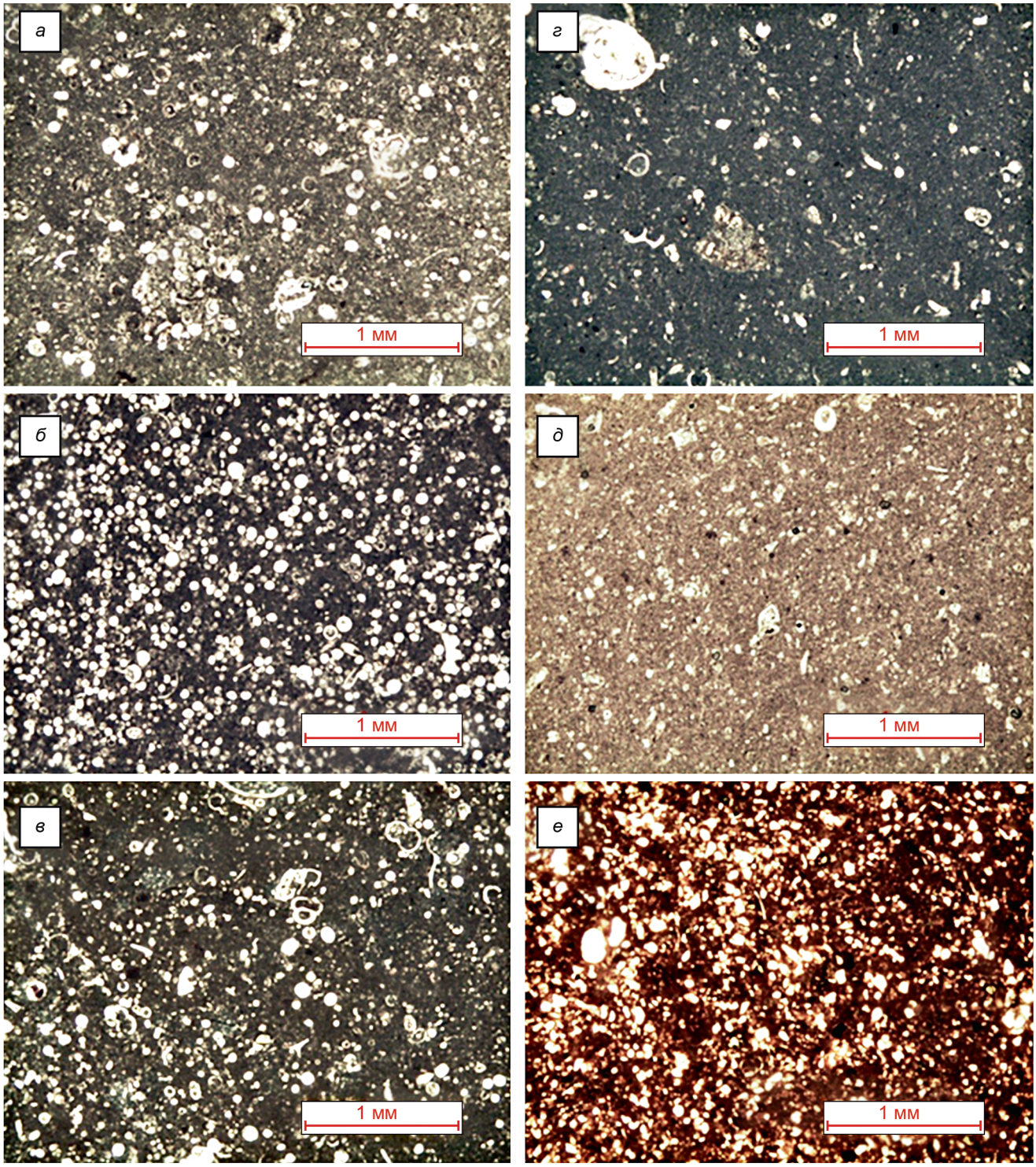
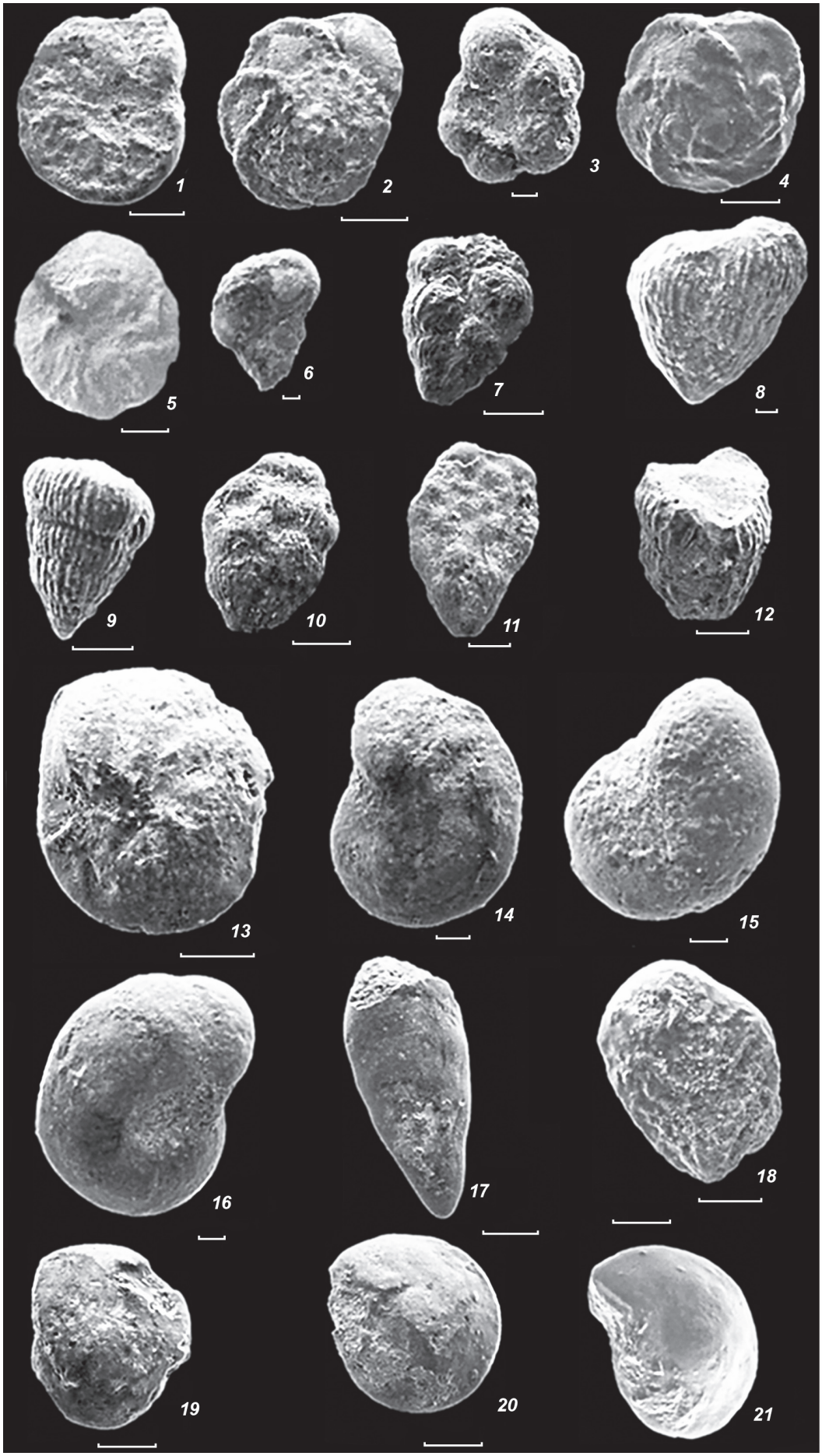


Рис. 4. Фото петрографических шлифов выделенных микрофаций: *а* — известняк фораминиферово-питонелловый (вакстоун) МКФ 1, обр.190-1, *б* — известняк фораминиферово-питонелловый (пакстоун) МКФ 2, обр. 190-2, *в* — известняк глинистый фораминиферово-питонелловый (вакстоун) МКФ 3, обр. 194-4, *г* — известняк серый (мадстоун) МКФ 4, обр. 198-1, *д* — известняк глинистый (мадстоун) МКФ 5, обр. 200-1, *е* — песчаник тонкозернистый кварцевый МКФ 6, обр. 206-4

Рис. 5. Характерные бентосные и планктонные фораминиферы. 1– *Stensioina brotzeni* Vasichek, спиральная сторона, обр. 204/1; 2 — *Globotruncana arca* (Cushman), сиральная сторона, обр. 190/3; 3 — *G. havanensis* (Voorwijk), пупочная сторона, обр. 196/1; 4 — *Contusotruncana fornicata* (Plummer), спиральная сторона, обр. 205/1; 5 — *Globotrucanita stuarti* (Lapparent), пупочная сторона, обр. 202/1; 6 — *Heterohelix striata* (Ehrenberg), обр. 202/1; 7 — *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) обр. 190/3; 8 — *P. elegans* (Rzehak) обр. 198/3; 9 — *P. elegans* (Rzehak) обр. 204/1; 10 — *Planoglobulina brazoensis* Martin, обр. 198/3; 11 — *P. brazoensis* Martin, обр. 204/1; 12 — *Raceguembelina fructicosa* (Egger), обр. 204/1; 13 — *Angulogavelinella stellaria* (Vass.), пупочная сторона, обр. 194/3; 14 — *Gavelinella midwayensis* (Plummer), спиральная сторона, обр. 194/3; 15 — *Anomalinoides* cf. *welleri* (Plummer), пупочная сторона, обр. 190/3; 16 — *A.* cf. *welleri* (Plummer), спиральная сторона, обр. 196/1; 17 — *Coryphostoma incrassatum* (Reuss), обр. 196/1; 18 — *Bolivinoides dorreeni* Finlay, обр. 196/1; 19 — *Cibicidoides commatus* (Moroz.), спиральная сторона, обр. 205/1; 20 — *C. commatus* (Moroz.), пупочная сторона, обр. 205/1; 21 — *C. commatus* (Moroz.), пупочная сторона, обр. 205/1. Мерная линейка 100 микрон


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

brazoensis, известные в нижележащих отложениях, а также вид *Contusotruncana fornicata* (обр. 205/1), имеющий широкое стратиграфическое распространение.

Комплексы бентосных фораминифер. Комплекс с *Anomalinoides* cf. *welleri, Gavelinella midwayensis* отмечается в интервале от обр. 190/3 до обр. 196/1 и характеризуется появлением *A.* cf. *welleri* (обр. 190/3), *Angulogavelinella stellaria*, *G. midwayensis* (обр. 194/3) и *Coryphostoma* (=*Bolivina*) *incrassata* (обр. 196/1).

Комплекс с *Cibicidoides commatus* установлен в интервале между обр. 204/1 и обр. 205/1. Он выделяется по появлению ряда форм, таких как *Stensioeina brotzeni* (обр. 204/1), *Bolivinoides dorreeni* и *C. commatus* (обр. 205/1).

Комплекс с *Pseudotextularia elegans — Globotruncanella havanensis* планктонных фораминифер указывает на раннемаастрихтский возраст. Это подтверждается нахождением в составе комплекса *Globotruncanella havanensis*, что характерно для маастрихтских отложений не только Кавказа, но и Крыма, Карпат [Беньямовский, Копаевич, 2001]. Другой вид-индекс — *Pseudotextularia elegans* очень широко распространен в Тетической области в частности по северо-западной периферии Атлантического океана с верхнего кампана по маастрихт [Weiss, 1983]. В эпиконтинентальных морях Восточно-Европейской платформы и Мангышлака появление его совпадает с позднемаастрихтской тепловодной трансгрессией [Найдин и др., 1984; Беньямовский, Копаевич, 2001; Alekseev at al., 1999], расширившей ареал тетической позднекампан-маастихтской тепловодной формы *Pseudotextularia elegans* на север до Поволжья, Восточного Прикаспия и Мангышлака в позднем маастрихте [Vishnevskaya, Kopaevich, 2020].

Не противоречат раннемаастрихтскому возрасту данные по стратиграфическому диапазону комплекса бентосных фораминифер с *Anomalinoides* cf. *welleri — Gavelinella midwayensis.* Виды-индексы широко известны в маастрихтских отложениях Восточно-Европейской платформы, Мангышлака и их горного обрамления. Начало массового распространения этих видов отмечается здесь в верхней части нижнего маастрихта [Найдин и др., 1984; Беньямовский, Копаевич, 2001; Alekseev, Kopaevich, 1997].

Комплекс с *Planoglobulina brazoensis* планктонных фораминифер скорее всего отвечает началу верхнего маастрихта. На это указывает появление вида-индекса *Planoglobullina brazoensis,* развитие которого отмечается в тетической области в среднем-верхнем маастрихте [Martin, 1972]. В Крыму этот вид свойственен верхнемаастрихтским отложениям [Alekseev, Kopaevich, 1997].

Вышележащий комплекс ПФ с *Raceguembelina fructicosa* и вмещающие его отложения уверенно датируются поздним маастрихтом, поскольку одноименная зона установлена для этого интервала в зональной шкале по планктонным фораминиферам Средиземноморской области и коррелируется с верхнемаастрихтской зоной *Abathomphalus mayaroensis* [Маслакова, 1977; Robaszynski, Caron, 1995].

Следует отметить, что в описываемом разрезе постоянно присутствуют спирально-винтовые двурядные и многорядные раковины гетерогелицид. К ним относятся такие таксоны как *Heterohelix striata, Pseudotextularia elegans*, *Planoglobulina brazoensis, Racemiguembelina fructicosa*. Подобная картина типична для многих разрезов Средиземноморского складчатого пояса, в том числе и для классического разреза Губбио Италии, где на границе мела и палеогена присутствует прослой глин с повышенным содержанием иридия. Этот разрез является относительно полным, а в верхней части маастрихта выделены зоны *Pseudoguembelina hariaensis, Pseudotextularia elegans и Plummerita hantkeninoides* Zones [Coccioni, Premoli Silva, 2015, fig. 2].

Не противоречат позднемаастрихтскому возрасту и данные по БФ верхнего комплекса с *Cibicidoides commatus*, которые встречены совместно с ПФ в рассматриваемом терминальном интервале разреза Дарья. Вид-индекс верхнего комплекса бентосных фораминифер *Cibicidoides commatus* широко распространен в кровле маастрихтских отложений южных районов Европейской части России и прилегающих территорий [Василенко, 1961].

Таким образом, в рассматриваемом интервале разреза р. Дарья граница между верхним и нижним маастрихтом проходит внутри верхней части пачки 3 (рис. 2, 3).

Все иглокожие, отобранные в ходе полевого изучения разреза, были условно отнесены к роду *Echinocorys* sp. *indet.* По своему облику они отвечают маастрихтскому возрасту.

Наннопланктон, встреченный в разрезе, имеет плохую сохранность. Комплекс видов характерен для довольно широкого возрастного интервала. К наиболее стратиграфически важным видам относятся: *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Arkhangelskiella cymbiformis* и *Prediscosphaera grandis*, встречающиеся в интервале сантон–маастрихт. Также в разрезе встречен представитель рода *Monomarginatus,* характерный для кампана и маастрихта [Perch-Nielsen, 1985].

Изотопный анализ. Результаты изотопного анализа были сопоставлены с индикаторными соотношениями $\delta^{18}O_{SMOW}$ и $\delta^{13}C_{PDB}$ в карбонатных породах различного генезиса и различных стадий постседиментационных преобразований, установленными В.Н. Кулешовым [1986].

Результаты всех измерений, полученные авторами, соответствуют области значений морских осадочных карбонатов [Кулешов, 1986]. Полученные значения не попали в область диагенетических карбонатов, что дает основание полагать, что изучаемые отложения были подвержены незначительным постседиментационным преобразованиям и являются достаточно достоверными при интерпретации условий их накопления.

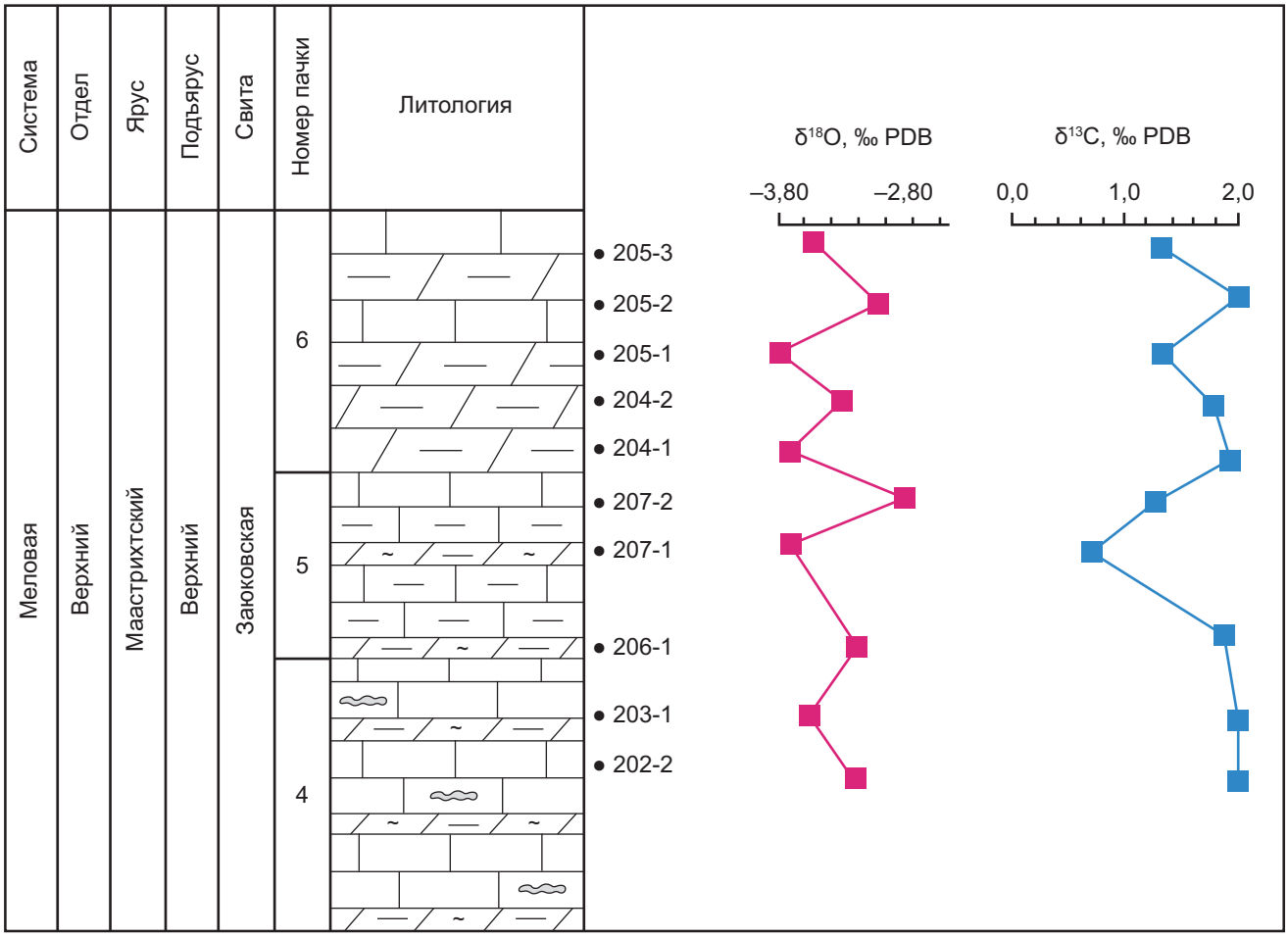


Рис. 6. Изотопные кривые верхнего маастрихта

По изотопным данным, с использованием формул

$$\delta^{18}O_{PDB} = 0{,}97006 \cdot \delta^{18}O_{SMOW} - 29{,}94$$

и

$$T = 16{,}5 - 4{,}3 \cdot \delta^{18}O_{PDB} + 0{,}14 \cdot \delta^{18}O_{PDB} \cdot \delta^{18}O_{PDB}$$

были рассчитаны палеотемпературы воды бассейна, которые оказались достаточно высокими (от 24° до 28°). По более ранним подсчетам [Овечкина, Алексеев, 2004], климат в маастрихте был достаточно теплым, с достаточно высокими температурами морского бассейна, в среднем около 14° с сильным потеплением в возрастном интервале 65,55–65,20 млн лет. Вместе с тем, Р.В. Тейс и Д.П. Найдин отмечают существенное понижение температуры, связанное с похолоданием, которое фиксируется в раннем маастрихте [Тейс и др., 1973].

Увеличение содержания $\delta^{13}C$ в изученных образцах свидетельствует об увеличении роли органического вещества в бассейне, так как живые организмы для фотосинтеза используют легкий изотоп C^{12}, а тяжелый изотоп C^{13} остается в воде и идет на постройку карбонатов, т. е. чем больше $\delta^{13}C$, тем выше была биопродуктивность бассейна [Галимов, 1968].

Для изотопной кривой разреза р. Дарья характерно скачкообразное изменение значения $\delta^{13}C$ (рис. 6), что может быть вызвано увеличением биопродуктивности (в результате чего органика концентрирует легкие изотопы углерода, а в карбонатах остаются тяжелые) или же изменением режима циркуляции вод. Также это могло бы быть связано с осолонением, что, как правило, увязывается с повышением температуры воды, которое в свою очередь приводит к удалению CO_2 из воды и худшей растворимости карбонатов [Галимов, 1968; Тейс и др., 1973]. Однако по результатам микрофациального анализа карбонатов и палеоэкологического анализа фораминифер соленость была нормальной, следовательно, данная причина изменения значения $\delta^{13}C$ исключается. Вероятнее всего, вариации кривой связаны с биопродуктивностью организмов и изменением гидродинамики бассейна.

Рентгенофазовый анализ. В результате проведенных исследований удалось установить наличие глинистых минералов определенных групп (иллиты, иллит-смектиты, смектиты). Эти данные были использованы при восстановлении обстановок седиментации.

При условии действия постоянного источника сноса глинистые минералы могут использоваться в качестве индикатора изменений условий выветривания. Изменение соотношений между содержаниями отдельных групп глинистых минералов может

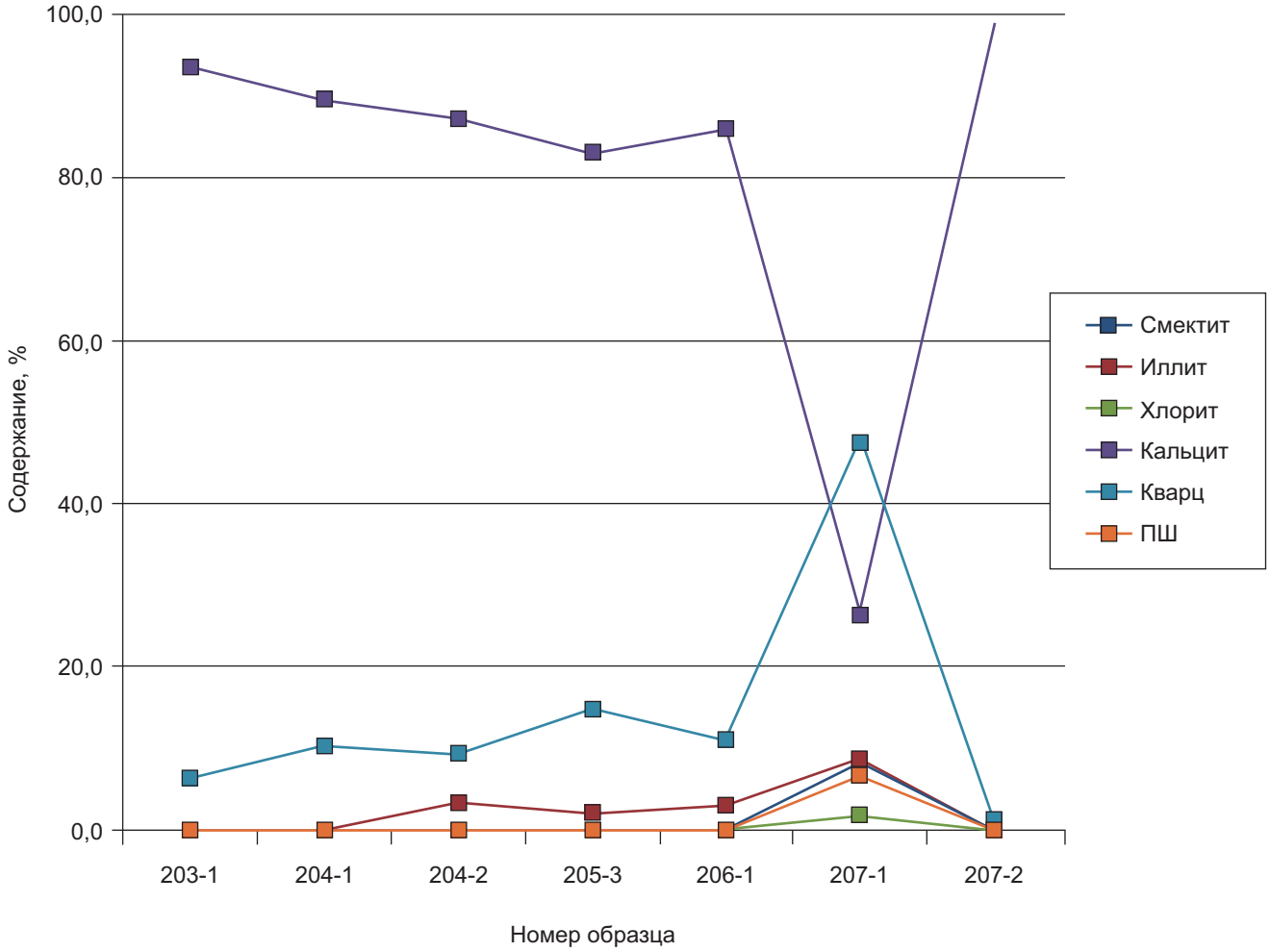


Рис. 7. Распределение глинистых минералов в образцах верхнего маастрихта

использоваться для оценки колебательных движений уровня моря и палеоклиматических изменений.

Изменение климата и, как следствие, условий выветривания на континенте в областях источниках сноса, приводило к изменению средних содержаний и соотношений между глинистыми минералами. Маастрихтские и кампанские отложения Кавказа представлены преимущественно карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями мелководного шельфа. Содержание глинистых минералов невелико и составляет единицы процентов. Среди них преобладают иллиты, иллит-смектиты с содержанием смектитовых слоев порядка 20–30% и собственно, смектиты и неупорядоченные иллит-смектиты, находящиеся примерно в равных количествах. Отмеченная закономерность характеризуется увеличением доли набухающих глинистых минералов иллит-смектитового ряда с разным соотношением пакетов, а также собственно смектитов (рис. 7).

Учитывая, что изменения положения источника сноса относительно бассейна седиментации в районе р. Дарья не происходило, интервалы с увеличением доли набухающих минералов, которые также коррелируются и с увеличением содержания гипса, могут быть соотнесены с изменением климата. В эти периоды происходило некоторое обмеление бассейна, вызванное усилением аридизации климата, в результате чего усиливалась скорость выветривания, приводившая к увеличению доли смектитовых минералов и появлению в разрезах гипса.

Фации и палеообстановки. Большинство карбонатных пород представляют собой многокомпонентную систему, поэтому определение устойчивых сочетаний всех характеристик пород помогают выявить их генезис. Генетический анализ карбонатных толщ заключается в выделении трех основных критериев: *литологических, геохимических и палеонтологических.*

В большинстве случаев карбонатные фации состоят из отложений пяти генетических групп: 1) рифовых, 2) открытого шельфа, 3) континентального склона, 4) закрытого шельфа, 5) прибрежно-морских.

Микрофации изученного интервала разреза можно сопоставить с определенными фациальными зонами. При этом физико-географические условия определяются характером осадконакопления, приуроченностью к геоморфологическим элементам, типом бассейна, положением в определенной части бассейна, удаленностью от береговой линии, динамикой среды, условиями жизни и захоронения организмов и т. д. На основании проведенного ана-

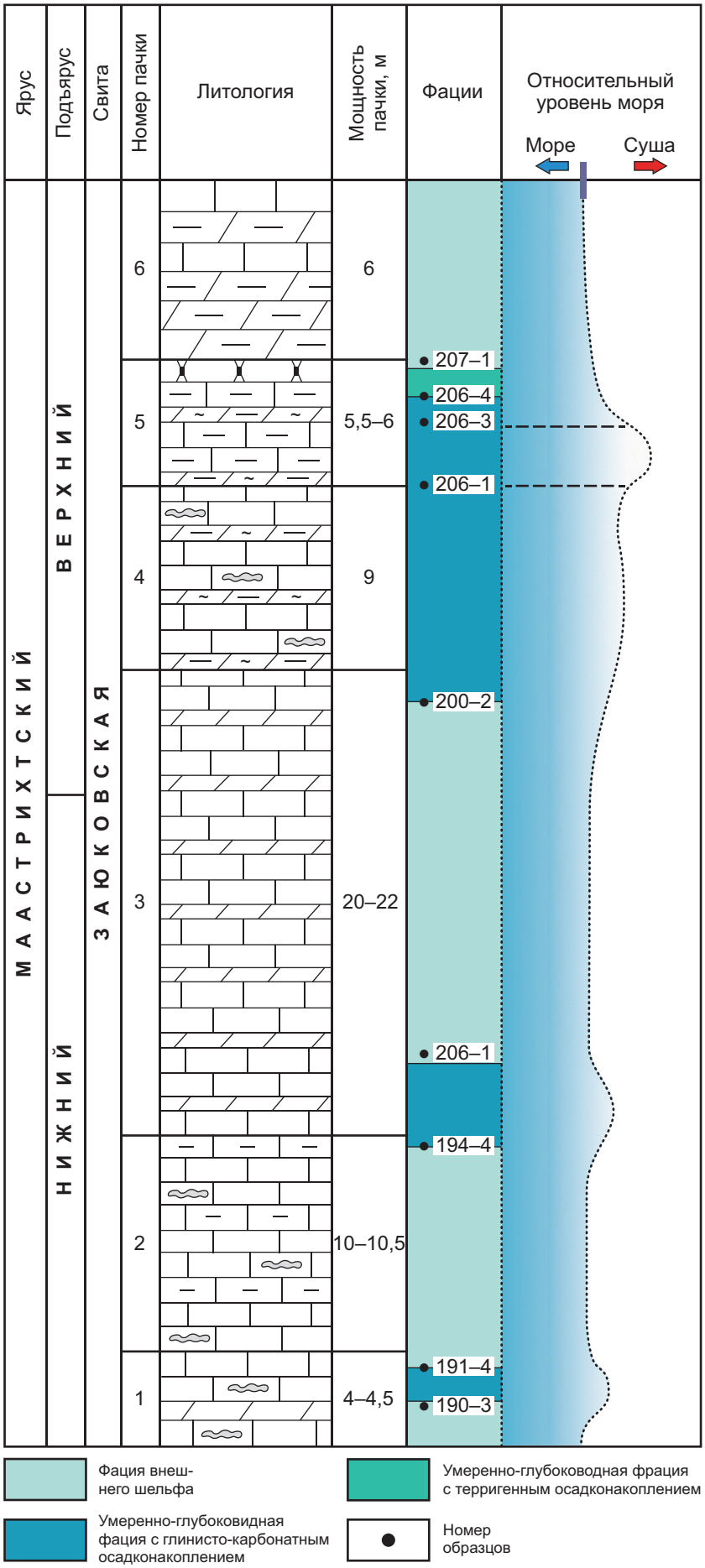


Рис. 8. Колебания уровня моря в маастрихте по результатам микрофациального и микрофаунистического анализов. Условные обозначения см. рис. 3

лиза микрофаций отложения, отвечающие им, были отнесены к соответствующим типам фаций (рис. 8), которые, в свою очередь, отражают определенные обстановки осадконакопления [Flügel, 2010].

Фация внешнего шельфа. Отложения сложены известняками типа вакстоун-пакстоун. Наиболее часто встречающиеся первичные структурные компоненты этого типа фации — целые формы микроорганизмов, представленные преимущественно фораминиферами, а также мелкий раковинный детрит иглокожих, иноцерамов и брахиопод. Эти часто встречающиеся остатки организмов свидетельствуют об относительной мелководности седиментации. Осадки накапливались в умеренно-активной гидродинамической обстановке ниже базиса волновой эрозии, что позволяло карбонатному веществу и тонкой глинистой взвеси выпадать в осадок и литифицироваться. Их равномерное рассеивание свидетельствует об удаленности источников сноса обломочного материала. Тонкая горизонтальная или слабоволнистая слоистость также подтверждает умеренную гидродинамику палеобассейна.

Резкое увеличение количества содержащихся в породе фораминифер (от 5–10 до 30%) свидетельствует об ослаблении активности водной среды связанной, возможно, со сменой умеренно-активной гидродинамической обстановки на затишную. Присутствие в осадках иглокожих и брахиопод подтверждают нормальную соленость бассейна. Находки кокколитофорид вида *Rhagodiscus,* которые по мнению П. Рейнхардта являются типичными тепловодными формами, свидетельствуют о достаточно теплых температурах бассейна [Овечкина, 2007]. Его кислородный режим, вероятно, был достаточно благоприятным, на что указывает состав биоценоза и следы ожелезнения мергелей, образующихся в окисной среде. К данной фации относятся МКФ 1, 4.

Умеренно-глубоководная глинисто-карбонатная фация. Отложения данной фации представлены глинистыми известняками (мадстоун-вакстоун) с фораминиферами, питонеллами и раковинным детритом. На фоне общей карбонатности (75–80%) повышается содержание глинистой компоненты, колеблющейся в пределах 21–25%, а также наблюдаются следы доломитизации (до 1%). Основной процесс, отвечающий за формирование этих отложений — гравитационное осаждение при незначительном влиянии придонных вод. Присутствие губок и иглокожих подтверждают умеренную соленость и нормальное содержание растворенного в воде кислорода. Фораминиферы представлены двумя формами сохранности: в первом случае — планктонные и бентосные фораминиферы средней сохранности, во втором — тонкостенные фораминиферы плохой сохранности, приуроченные к слоям средней и верхней частей разреза, в которых макрофаунистические находки практически отсутствуют. Это говорит об эпизодическом чередовании благоприятных и неблагоприятных условий существования, что связано, возможно, с кратковременным дефицитом растворенного в воде кислорода. Это подтверждается наличием следов пиритизации и ходов роющих организмов. Массовое содержание в осадках известковых диноцист *Pithonella ovalis* свидетельствует об удаленности источников сноса обломочного материала и доминировании карбонатного осадконакопления. К данной фации относятся МКФ 2, 3 и 5.

Умеренно-глубоководная фация с преобладающим терригенным осадконакоплением. К отложениям рассматриваемой фации относятся песчано-глинистые отложения с подчиненными прослоями алевритистых и глинистых песчаников. В данном случае — песчаник глауконит-кварцевый с карбонатно-глинистым цементом и редким детритом. Основной процесс образования отложений связан с механической аккумуляцией, которой способствует активная гидродинамика на фоне общего понижения уровня моря. Редкие находки иглокожих позволяют предполагать, что соленость и содержание кислорода в воде бассейна была нормальной. Осадконакопление происходило в водах с нейтральной реакцией, на что указывает преобладание глинистых минералов группы гидрослюд (иллит). Присутствие же хлорита свидетельствует о начальной стадии диагенеза первичных слюд и повышенном содержании FeO и MgO. Данной фации соответствует МКФ 6.

Детальный анализ строения и распределения фаций в изученных маастрихтских отложениях разреза реки Дарья дают основания полагать, что осадки накапливались в условиях открытого шельфа северной окраины океана Тетис на глубине от первых десятков до первых сотен метров.

Первичная плитчатость, характерная для всех пачек разреза, является одним из важнейших факторов для генетической диагностики карбонатных толщ. Причиной образования плитчатости является неравномерная скорость седиментации: моменты замедленного накопления карбонатного осадка или пульсирующего привноса глинистого материала. Соленость бассейна была нормальной, что подтверждается находками остатков раковин бесспорно стеногалинных аммонитов, морских ежей и губок. Присутствие в разрезе прослоев с пиритом и почти полным отсутствием макро- и микрофауны связано, вероятнее всего, с недостаточным количеством растворенного в воде кислорода в отдельные моменты осадконакопления.

В целом, структурно-фациальные зоны на территории не менялись, наблюдается лишь смена более мелководных фаций на относительно глубоководные вследствие эвстатических колебаний уровня моря. Периоды осадконакопления чередовались либо с замедлением, либо с приостановкой седиментации. Вверх по разрезу мелкие перерывы встречаются чаще, на что указывает более тонкая и частая ритмичность в верхах разреза.

В верхней части разреза (пачка 5) отмечается импульс максимальной трансгрессии, характеризую-

щийся появлением глинистых прослоев. Углубление бассейна на этом этапе характерно и для ВЕП, и для Крымско-Кавказского региона [Алексеев и др., 2005].

Выводы. Комплексный подход к изучению маастрихтских отложений разреза реки Дарья послужил основой для восстановления условий седиментации. Анализ полученных данных позволил сделать выводы о биотических и абиотических событиях. В результате исследований уточнено стратиграфическое положение разреза, выполнено его зональное расчленение по фораминиферам. С помощью рентгенофазового и изотопного методов проведено восстановление палеогеографической и палеоклиматической обстановок.

1. Сопоставление с зональными шкалами по бентосным и планктонным фораминиферам показало, что в разрезе р. Дарья граница между верхним и нижним маастрихтом проходит внутри верхней части пачки 3.

2. Анализ микрофаций карбонатных пород, а также микро- и макрофауны позволил установить, что в регионе в маастрихте существовал мелководно-морской до умеренно глубоководного бассейна с нормальной соленостью и неравномерным темпом седиментации. Глубина бассейна составляла от первых десятков до первых сотен метров. Состав глинистых минералов указывает на относительную аридизацию климата в это время.

3. По данным изотопного анализа температуры водных масс в маастрихте были достаточно высокими и составляли от 24 до 28 °С.

Благодарности. Авторы признательны сотруднику кафедры инженерной геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова В.В. Крупской за помощь в обработке и интерпретации результатов рентгенофазового анализа, а также к. геол.-минер. наук М.Н. Овечкиной за определение нанопланктона.

Финансирование. Работа выполнена по научным темам госзаданий геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и Геологического института РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю. и др. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 2. Палеогеографическая обстановка // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2005. Т. 80, вып. 4. С. 30–44.

Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Детальная схема зонального деления кампана-маастрихта Европейской палеобиогеографической области// Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 6. С. 65–79.

Василенко В.П. Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 171. 487 с.

Вишневская В.С., Копаевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Овечкина М.Н. Корреляция верхнемеловых зональных схем Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиоляриям и наннопланктону // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 26–35.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.

Годзевич Б.Л. Тектоника и морфоструктура Ставрополья // Вестник СГУ. 1996. Вып. 6. С. 24–32.

Гофман Е.А., Сорокина И.Э., Егоян В.Л. и др. Мезозойско-кайнозойские комплексы Предкавазья (строение и корреляция). М.: Наука, 1988. 94 с.

Дробышев Д.В. Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на северном склоне Кавказа // Тр. ВНИГРИ, нов. сер. Вып. 42, 1951. 221 с.

Колтыгина В.И., Куваева М.Е., Ермаков В.А. и др. Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000, лист L-(37), (38) (Ростов-на-Дону). М.: ПГО Аэрогеология, 1998.

Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Наука, 1986. 128 с.

Маслакова Н.И. Зональная схема верхнего мела юга СССР по глоботрунканидам и методы ее разработки // Вопросы микропалеонтологии. 1977. Вып. 19. С. 77–98.

Москвин М.М. Стратиграфия верхнемеловых отложений района Кавказских Минеральных Вод: Диссертация. Свердловск, 1942.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Методы изучения трансгрессий и регрессий. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 162 с.

Нургалиева Н.Г. Изотопная стратиграфия. Казань: Казан. ун-т, 2017. 34 с.

Овечкина М.Н. Известковый наннопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты. М.: Наука, 2007. 350 с.

Овечкина М.Н., Алексеев А.С. Изменения сообществ фито- и зоопланктона в маастрихтском бассейне Саратовского Поволжья // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 6 / Под ред. И.С. Барскова, Т.Б. Леоновой, А.Г. Пономаренко. М.: ПИН РАН, 2004. С. 57–73.

Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Серия Кавказская. Листы K-38-I, VII (Кисловодск). Объяснительная записка. СПб., 2004. 364 с.

Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

Яковишина Е.В, Копаевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Соколова Е.А. Генетические типы верхнемаастрихтских отложений Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 3. С. 11–23.

Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakyly sections) // Bull. Inst. Royal Sciences Natur. Belg. Vol. 67. 1997. P. 103–118.

Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Ovechkina M.N., Olferiev A.G. Maastrichtian and Lower Paleocene of Northern Saratov Region (Russian Platform, Volga River): Foraminifera and calcareous nannoplankton // Bull. Inst. Royal Sciences Natur. Belg. 66-Supp. A. 1999. P. 15–45.

Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and

magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // Newsletters on Stratigraphy. 2015. Vol. 48/1. P. 47–90.

Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of Carbonate Rocks. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1962. Vol. 1. P. 108–121.

Epstein S., Mayeda T. Variations of 18O content of waters from natural sources // Geochim. Cosmochim. Acta. 1953. Vol. 4. № 5. P. 213–224.

Flügel E. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. Second Edition. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 929 p.

Kim S.T., O'Neil J. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates // Geochim. Cosmochim.Acta. 1997. Vol. 61. № 16. P. 3461–3475.

Martin S.E. Reexamination of the Upper Cretaceous Planktonic Foraminiferal Genera Planoglobulina Cushman and Ventilabrella Cushman // J. Foram. Res. Vol. 2. 1972. P. 73–92.

Perch-Nielsen K. Mesozoic calcareous nannofossils / Eds. H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen. Plankton Stratigraphy,.Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 329–426.

Robaszynski F., Caron M. Foraminifères planktoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // Bull. Soc. geol. France. Vol. 166. N 6. 1995. P. 681–692.

Shackleton N.J., Kennett J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analysis in DSDP Sites 277, 279, and 280 // Init. Rep. Deep Sea Drilling Project 29. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, 1975. P. 743–755.

Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F. Microfossil assemblages as key to reconstruct sea-level fluctuations, cooling episodes and palaeogeography: the Albian to Maastrichtian of Boreal and Peri-Tethyan Russia // Cretaceous Climate Events and Short-Term Sea-Level Changes / Eds. M. Wagreich, M.B. Hart, B. Sames, I.O. Yilmaz. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2020. Vol. 498. P. 165–187.

Weiss W. Heterohelicidae (seriale planktonische Foraminiferen) der tethyalen Oberkreide (Santon bis Maastricht) // Geol. Jahrb. Reich A. Heft 72. 1983. 93 p.

Статья поступила в редакцию 21.05.2023,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 551.763.1(470.62)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-73-82

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ФАНАРСКОГО ГОРИЗОНТА НИЖНЕГО МЕЛА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Святослав Юрьевич Яковишин[1], Сергей Иванович Бордунов[2], Александр Валерьевич Гусев[3], Елена Васильевна Яковишина[4], Юлия Александровна Машкина[5]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; carapaxy@mail.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Геологический институт РАН, Москва, Россия; sib-msu@mail.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; avg@yandexl.ru
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yakovishina@mail.ru
[5] ЗАО «МиМГО», Москва, Россия; julim902@gmail.com

Аннотация. Представлены результаты комплексного изучения отложений фанарского горизонта нижнего мела Северо-Западного Кавказа. Полученные результаты позволили выяснить обстановки их формирования и источники сноса обломочного материала. Установлено, что изученная территория представляла собой фронтальную область дельты, в которой в отдельных распределяющих каналах накапливались песчаные и песчано-глинистые отложения. Песчаники горизонта обладают хорошими коллекторскими свойствами с коэффициентом пористости (Кп) до 21,3%.

Ключевые слова: Кавказ, нижний мел, литология, песчаники

Для цитирования: *Яковишин С.Ю., Бордунов С.И., Гусев А.В., Яковишина Е.В., Машкина Ю.А.* Обстановки осадконакопления и коллекторские свойства фанарского горизонта нижнего мела Северо-Западного Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 73–82.

SEDIMENTATION ENVIRONMENTS AND RESERVOIR PROPERTIES OF FANAR HORIZON OF THE LOWER CRETACEOUS OF THE NORTHWESTERN CAUCASUS

Svyatoslav Yu. Yakovishin[1], Sergey I. Bordunov[2], Aleksandr V. Gusev[3], Elena V. Yakovishina[4], Yulia A. Mashkina[5]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; carapaxy@mail.ru
[2] Lomonosov Moscow State University; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; sib-msu@mail.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; avg@yandexl.ru
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yakovishina@mail.ru
[5] ZAO «MiMGo», Moscow, Russia; julim902@gmail.com

Abstract. The results of a comprehensive study of the deposits of the Fanar horizon of the Lower Cretaceous of the Northwestern Caucasus are presented, which made it possible to establish the conditions of their formation and the sources of the erosion of clastic material. It was defined that the territory was a frontal area of the delta, in which sandy and sandy-clay deposits accumulated in separate distributing channels. The sandstones of the horizon have good reservoir properties with a porosity coefficient (Kp) up to 21.3%.

Keywords: Caucasus, Lower Cretaceous, lithology, sandstones

For citation: Yakovishin S.Yu., Bordunov S. I., Gusev A.V., Yakovishina E. V., Mashkina Yu.A. Sedimentation environments and reservoir properties of Fanar Horizon of the Lower Cretaceous of the Northwestern Caucasus. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 73–82. (In Russ.).

Введение. Отложения нижнего мела Северо-Западного Кавказа являются нефтеперспективным объектом. Об этом свидетельствует как наличие открытых месторождений в одновозрастных отложениях соседних регионов, так и широкое распространение терригенных толщ нижнего мела большой мощности. Исследования проводились в междуречье рек Абин и Убин Краснодарского края (рис. 1). В работе рассматриваются позднеготеривские-раннебарремские отложения фанарского горизонта (K_1fn), являющегося базальным горизонтом афипской свиты (K_1af) (баррем — ранний апт). Горизонт сложен мощной (до 250 м) грубообломочной толщей, представленных в подошве конгломератами, а в основной части разреза — песчаниками с редкими прослоями глин [Корсаков и др., 2013].

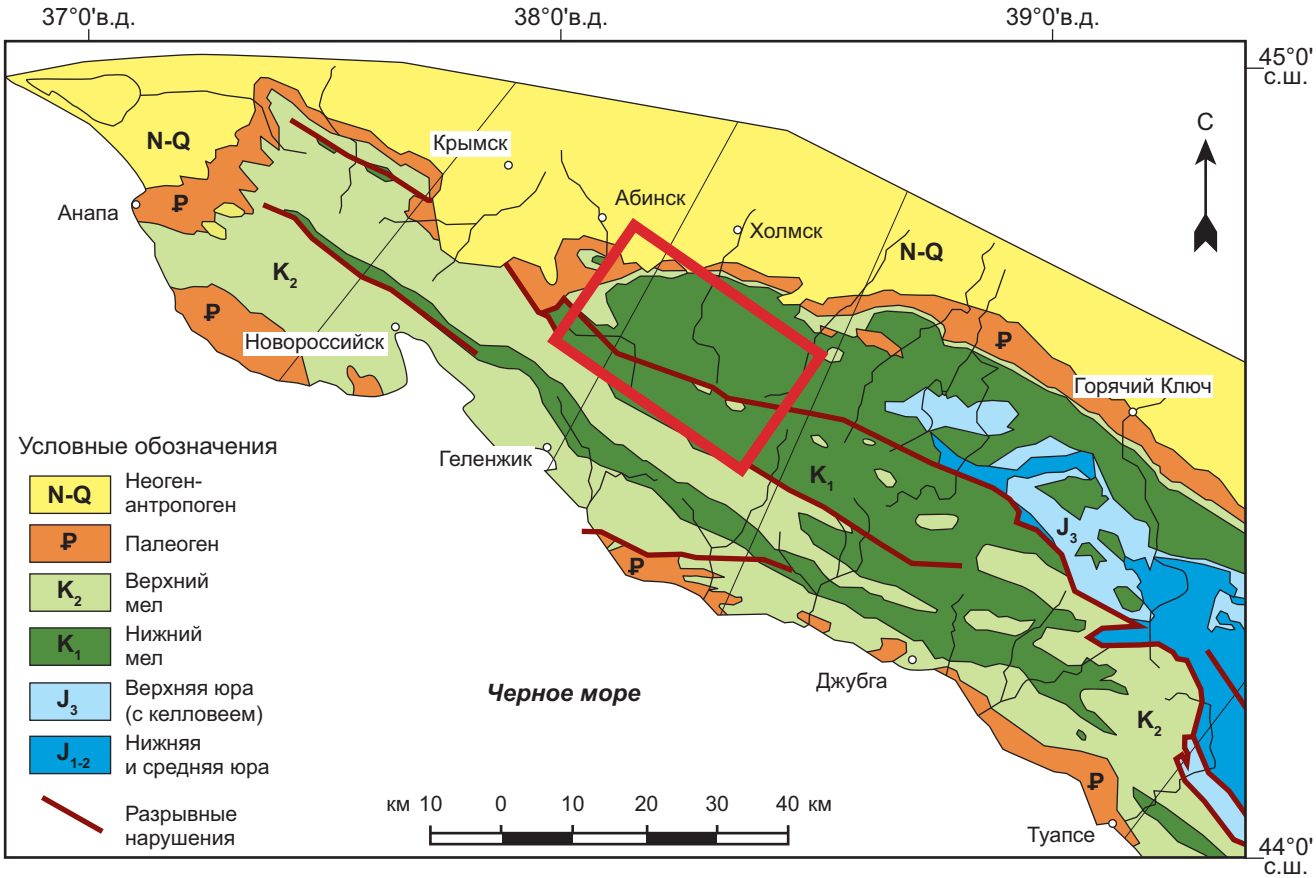


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Северо-Западного Кавказа, по [Маринин, Расцветаев, 2008], с изменениями. Красный прямоугольник — расположение района исследований

Фанарский горизонт является регионально потенциально нефтегазоносным и представляет определенный интерес для дальнейших геологоразведочных и поисковых работ. Исследуемая территория тектонически приурочена к области северо-западного погружения Кавказского мегантиклинория и относится к структурно-фациальной Абино-Гунайской подзоне зоны Северо-Западного Кавказа, сложенной преимущественно нижнемеловыми терригенными отложениями [Корсаков и др., 2013]. Зона характеризуется развитием продольной складчатости общекавказского простирания, осложненной нарушениями линейного характера.

Цель работы заключалась в реконструкции обстановок осадконакопления фанарского горизонта нижнего мела Северо-Западного Кавказа и определении коллекторских свойств слагающих его пород. Для этого были проведены литолого-фациальный и рентгенофазовый анализы пород фанарского горизонта, а также выполнена реконструкция палеогеографических условий для позднего готерива — раннего баррема Северо-Западного Кавказа.

Материалы и методы исследования. Аналитические исследования проводились на геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова. Вещественный состав пород изучался в петрографических шлифах, изготовленных из 29 образцов, которые были отобраны в основном из песчаных пород [Швецов, 1958; Шванов и др., 1998]. Для их изучения использовался оптический микроскоп Полам-213М. В результате изучения петрографических шлифов были выделены основные литологические типы пород (ЛТ) и осуществлена их генетическая типизация [Фролов, 1984], что позволило составить представление об условиях формирования изучаемой толщи.

По результатам литолого-петрографического анализа образцов была построена классификационная диаграмма состава песчаных пород фанарского горизонта [Шутов, 1975]. Для отображения составов пород на диаграмме был использован программный комплекс GRAPHER 13.0 для Windows ОС компании Golden Software Inc.

Определение коллекторских или фильтрационно-емкостных свойств пород проводилось для 30 образцов песчаников фанарского горизонта в два этапа.

1. Подготовка образцов, при которой механическая обработка образцов горных пород проводилась с помощью алмазного режущего и сверлящего инструмента согласно ГОСТ 26450.0-85 [ГОСТ, 1985]. Всего было изготовлено 30 стандартных цилиндрических образцов длиной и диаметром около 30 мм.

2. Определение открытой пористости и абсолютной газопроницаемости по азоту в лабораторных условиях. Измерения проводились при помощи автоматизированной системы измерения пористости

и проницаемости «АР-608» производства Coretest Systems, США на стандартных цилиндрических образцах длиной и диаметром 30 мм. Пределы относительного среднеквадратического отклонения случайной составляющей погрешности измерения открытой пористости составляли 3%. Пределы относительной погрешности измерения открытой пористости составляли ±6%.

Фильтрационные свойства породы характеризуются значениями абсолютной газопроницаемости, которая определялась по ГОСТ 26450.2-85 [ГОСТ, 1985]. Исследование проводилось по методу нестационарной газофильтрации азотом. Высушенный образец помещался в кернодержатель установки АР-608, в котором боковая поверхность образца обжималась с помощью резиновой манжеты давлением в 3,4 МПа, чтобы не допустить просачивания воздуха между боковой поверхностью образца и манжетой. В дальнейшем происходило автоматическое измерение газопроницаемости.

Минералогический состав глин изучен в 5 образцах методом рентгенофазового анализа на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3М. Исследования проводились на кафедре нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ. Идентификация минералов осуществлялась на основании определения межплоскостных расстояний, которые на дифрактограммах показаны базальными рефлексами. Удалось установить наличие глинистых минералов определенных групп, полученные результаты были использованы при восстановлении обстановок седиментации [Лидер, 1986].

Результаты и обсуждение. ***Литологическая характеристика.*** В районе исследований фанарский горизонт обнажается в руслах рек и на склонах оврагов. Нижняя и верхняя границы горизонта не всегда хорошо обнажены. Фанарский горизонт залегает без видимого несогласия на шишанской свите. Отложения представлены переслаиванием песчаников светло-серых, мелкозернистых, известковистых (5–10 до 30 см) с тонкими прослойками глин мощностью 1–2 см, алевритистых с линзами сидерита. Ближе к кровле горизонта выделяются пачки песчаников светло-серых, кварц-полевошпатовых, среднезернистых, слоистых (5–7 см), с тонкими прослойками глин (1–2 см). В основании горизонта залегают базальные конгломераты светло-серые мелкогалечные с уплощенной галькой сидерита, глин и песчаника. Фанарский горизонт согласно перекрывается глинистыми отложениями афипской свиты.

Возраст обоснован находками аммонитов *Speetoniceras subinversum* Pavl., *Barremites* aff. *dificile* Orb., *Desmoceras* aff. *tauricum* Kar, как поздний готерив — ранний баррем. [Барабошкин и др., 2012]. Мощность его до 250 м.

В районе п. Синегорск отложения горизонта вскрываются в стенках действующего карьера (рис. 2). В этом карьере фанарский горизонт имеет максимальную мощность (125 м). Отложения представлены переслаиванием песчаников и тонких прослоев песчанистых глин (глинистых песчаников). Глины слоистые, рыхлые, сильно песчанистые. Песчаники массивные, крупно-средне зернистые, кварцевые, с многочисленным углистым детритом. Встречаются железистые конкреции диаметром 2–3 см, железистые стяжения и корочки. Для песчаников характерна косая и волнистая слоистость, присутствие гальки глинистых пород, ожелезнение по слоям. Глинистые песчаники тонкослоистые, мелкозернистые, с глинистыми примазками, галькой глинистых пород размером 1–2 см. Отдельные прослои песчаников имеют мощность до полуметра. Также наблюдаются тонкие, часто линзовидные, глинистые прослои. Глина темно серого цвета, песчанистая. Мощность прослоев глины 1–2 см. Границы между слоями неровные, со следами размыва, волнений и переотложений. В массивных песчаниках карбонатно-глинистый цемент. В породах встречается большое количество ходов илоедов.

Рис. 2. Выходы песчаников фанарского горизонта в стенке карьера у п. Синегорск. Фото Е.В. Яковишиной

В подошве массивных песчаников увеличивается количество гальки кварца и глинистых пород в «железистой рубашке» (рис. 3, *а*). Кварцевая галька, имеющая размер 0,3–0,5 см, обычно хорошо окатана. Углистые остатки в породе часто расположены прослоями. Для кровли пластов песчаников характерны крупные знаки волновой ряби (рис. 3, *б*).

Восточнее, на южном крыле Западно-Убинской синклинали фанарский горизонт представлен желтовато-серыми средне-крупнозернистыми плохо сортированными песчаниками. Породы однородные, массивные. В нижней части обнажения наблюдается слоистость мощностью 0,5–1 м. Также в этой части встречаются прослои 5–10 см с тонкой горизонтальной слоистостью с рассеянной галькой глинистых пород. На плоскостях напластования пород часто присутствует растительный детрит, а также ходы илоедов. Прослои глин в обнажении отсутствуют.

Стратиграфически ниже, в подошве горизонта, залегают мелкогалечные ржаво-бурые базальные

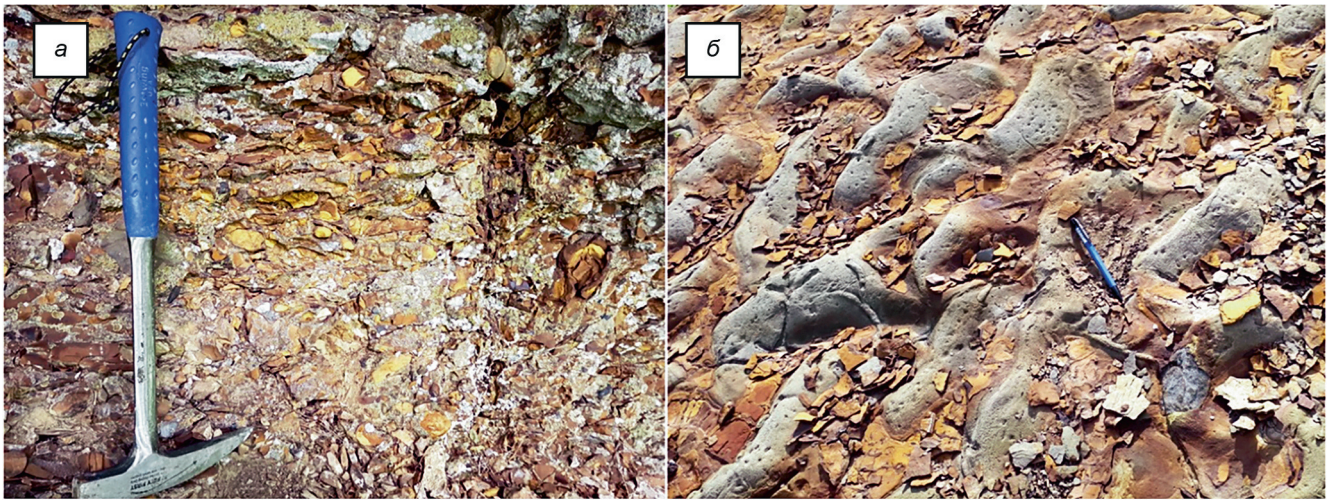


Рис. 3. Характерные элементы строения пластов песчаников фанарского горизонта у п. Сосновая роща: *а* — конгломераты с кварцевой и глинистой галькой в железистой «рубашке»; *б* — крупные «блюдцеобразные» знаки волновой ряби в кровле некоторых пластов

конгломераты. Размер гальки может достигать иногда до 10–15 см. В верхней части галька разрежена, и конгломераты легко выветриваются.

По всей площади в пластах песчаников фанарского горизонта наблюдаются механоглифы, следы ихнофоссилий, биотурбация, а также знаки ряби.

На севере района исследований, в северном крыле антиклинали Поник, отложения горизонта представлены переслаиванием песчаников и алевролитов. Песчаники желтовато-серые косослоистые, мелкозернистые полимиктовые, обычно массивные, сильно ожелезненные. Алевролиты серые, содержащие небольшую примесь слюды (рис. 4). Ближе к кровле горизонта встречаются прослои пепельно-серых пластичных, часто слоистых, алевритистых глин. Мощность прослоев до 10 см. Есть редкие прослои сидеритов мощностью до 3 см.

На юге изученного района, на северном крыле Папайской синклинали фанарский горизонт сложен чередованием желто-серых мелкозернистых песчаников, содержащих обильный углистый детрит, обломки веток и листьев и желто-серых среднекрупнозернистых кварцевых песчаников, обычно толстоплитчатых, с неровной поверхностью напластования и многочисленными механоглифами. Иногда наблюдаются блюдцеобразные знаки ряби. Мощность прослоев 5–30 см. Помимо этого, редко встречаются тонкие прослои коричневато-серых углистых алевролитов.

Петрографический состав. Песчаные породы фанарского горизонта имеют преимущественно мезомиктовый и олигомиктовый кварцевый состав и характеризуются достаточно выдержанным содержанием и соотношением компонентов обломочной части: кварц — 40–60%, полевые шпаты — 10–25%, литокласты — 5–25% (рис. 4; 5, *а*). Среди литокластов практически не обнаружено обломков карбонатных пород позднеюрского возраста, основную массу литокластов составляют метаморфические породы, представленные обломками кварцитов двух разновидностей: микро- и среднекристаллических, а также обломками кристаллических кварц-слюдяных сланцев, часто деформированных и тектонизированных.

В отложениях фанарского горизонта центральной части территории встречаются песчаники с регенерационным кварцевым цементом и цементацией вдавливания. Среди акцессорных минералов обнаружены циркон, турмалин, апатит, реже сфен, хромшпинелиды. Отмечается отсутствие темноцветных минералов: пироксен встречен в качестве акцессорного минерала лишь в 5 шлифах. Рудные минералы представлены в единичных случаях магнетитом и, чаще, пиритом. Окатанность обломков в основном плохая и средняя, что говорит о близости источника сноса обломочного материала к бассейну седиментации [Маслов, 2005]. В трех образцах отмечены единичные зерна окатанного глауконита, что может указывать на изменения гидродинамического режима в бассейне седиментации. Обилие рассеянного органического вещества соответствует мелководным условиям седиментации [Недоливко, Ежова, 2012].

Цемент в породе (в среднем до 15–20% всего объема) преимущественно поровый и пленочный, от глинистого до глинисто-карбонатного [Назаров и др., 2019].

Наличие большого количества литокластов различных по составу и генезису пород предполагает наличие нескольких источников сноса. Основным источником сноса являлась Скифская плита, поставлявшая большую часть обломочного материала. Об этом свидетельствует преобладание среди литокластов кварц-слюдяных сланцев и кварцитов. Второй источник сноса предположительно располагался ближе — на юго-востоке территории, в районе современного Большого Кавказа. Об этом свидетельствует плохая окатанность в породах обломочного материала и наличие в них продуктов вулканической деятельности. О наличии нескольких источников сноса, работавших

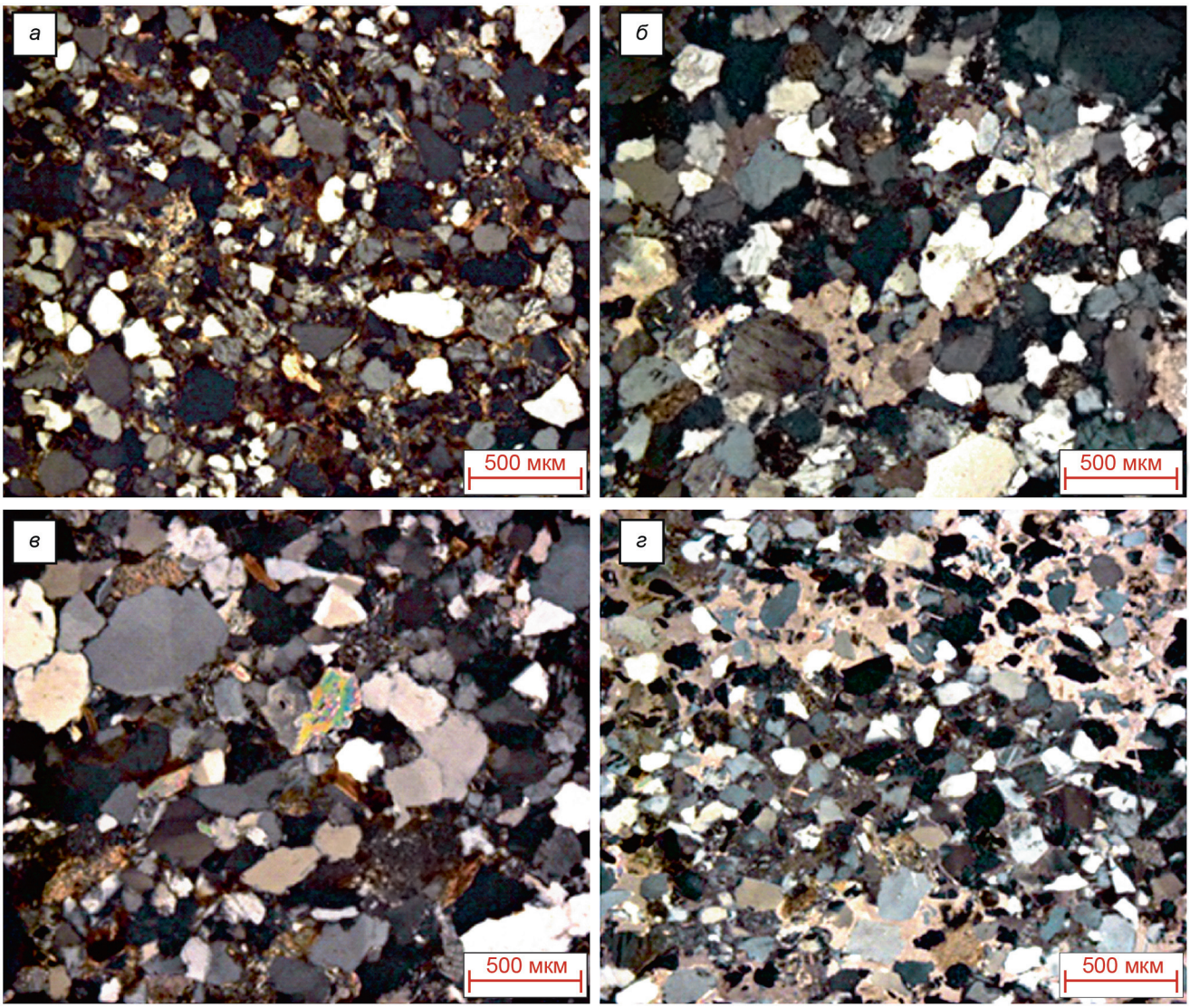


Рис. 4. Фото шлифов песчаников фанарского горизонта: *а* — ЛТ 1, песчаники разнозернистые, биотурбированные, обр. 1045/1; *б* — ЛТ 2, песчаники мелко-среднезернистые, полимиктовые, обр. 1005/1; *в* — ЛТ 3, песчаники разнозернистые, обр. 1075/6; *г* — ЛТ 4, песчаники мелко-среднезернистые, обр. 60/3

с разное время с разной интенсивностью, также говорит и отсутствие корреляции трендов изменения содержания в породах обломков метаморфических и магматических пород [Назаров и др., 2019].

Таким образом, фанарский горизонт афипской свиты накапливался предположительно в мелководном бассейне с переменной гидродинамикой и близко расположенными источниками сноса.

Литогенетическая типизация. Литолого-генетическая типизация пород фанарского горизонта позволяет отнести изученный разрез к склоновому механогенному типу [Фролов, 1984]. Отложения, как правило, имеют неясно выраженный ритмичный характер. В результате изучения петрографических шлифов были выделены 4 основных литотипа пород (ЛТ) (рис. 4) [Фролов, 1984].

ЛТ 1 — песчаники разнозернистые, массивные (рис. 4, *а*). Состав: аркозовый, олигомиктовый, мезомиктовый. Кварц 35–40%, полевые шпаты 12–20%, слюды 1–3%. Литокласты 6–8%, отмечены единичные зерна циркона, турмалина и апатита. Цемент глинистый пленочный 7–25%, кварцевый регенерационный 5–10%. Включения органического вещества и пирита. Сортировка от средней до плохой, текстура биотурбированная. Генетический тип — отложения водных потоков.

ЛТ 2 — песчаники мелко-среднезернистые, полимиктовые (рис. 4, *б*). Кварц 50–60%, полевые шпаты 15–20%, слюды 1–3%, литокласты 15–20%. Единичные зерна рутила, апатита и магнетита. Цемент глинистый пленочный 3–5%, кварцевый пленочный 5–7%, кальцитовый поровый 1–2%. Включения органического вещества менее 1%. Пирит до 1%. Сортировка хорошая, текстура неотчетливая тонкослоистая, горизонтальная или волнистая. Генетический тип — отложения активной водной среды.

ЛТ 3 — песчаники разнозернистые, преимущественно среднезернистые, мезомиктовые, кварц-

полевошпатовые (рис. 4, *в*). Кварц 53–62%, полевые шпаты 15–25%, рудные минералы <7%, слюды 1–3%, пироксен — единичные зерна, литокласты 8–11%, единичные зерна циркона. Цемент <5% глинистый пленочный прерывистый, <1–2% кварцевый регенерационный пленочный. Окатанность зерен от очень хорошей до полного ее отсутствия, сортировка плохая. Текстура неслоистая. Генетический тип — отложения активной водной среды.

ЛТ 4 — песчаники мелко-среднезернистые, полимиктовые, кварц-граувакковые (рис. 4, *г*). Кварц 50%, полевые шпаты 8%, слюды 7–10%. Рудные минералы 7%, литокласты 5%, единичные зерна глауконита и турмалина. Цемент карбонатный 10–12%, спаритовый, пойкилитовый, реже поровый, а также глинисто-карбонатный <5%, поровый, реже пленочный. Органическое вещество до 5%, аутигенный глауконит, пирит по растительным остаткам. Характерны угловатые и слабоокатанные зерна, сортировка средняя, текстура неясная тонкослойчатая горизонтальная. Генетический тип — отложения морского бассейна с поступлением обломочного материала с суши.

Состав глинистой фракции. Минеральный и гранулометрический состава глин фанарского горизонта изучался с целью определения условий осадконакопления, поскольку он напрямую зависит от глубины палеобассейна, а также от существовавших в нем палеообстановок. Самые мощные глинистые толщи, к тому же имеющие в своем составе наиболее тонкодисперсные минералы, как правило накапливались в эпоху максимальных трансгрессий, тогда как маломощные, часто чередующиеся с алевритистыми и песчанистыми отложениями глины накапливаются в прибрежно-морских условиях в эпоху ранней трансгрессии или регрессии моря. Такие отложения содержат большую примесь песчаных частиц и наиболее крупнодисперсные глинистые минералы [Прозорович, 1972].

Выделяются три основные области осаждения глинистого вещества в морском бассейне, различные как по условиям транспортировки и отложения вещества, так и по характеру самого формируемого осадка: 1) область прибрежно-морского мелководья и мелководной части шельфа, 2) область относительно глубоководной части шельфа, 3) область глубоководной части шельфа и прилегающей части моря.

Одним из наиболее важных факторов при анализе глубоководности формирования глин является их неоднородность: как неоднородность состава породы в конкретной точке отбора (отсутствие одной минеральной фракции, либо явно преобладающей над остальными), так и площадная неоднородность состава (изменения процентного содержания минералов или размера зерен). Наиболее однородные глинистые толщи накапливаются на максимальном удалении от берега, тогда как неоднородность присуща прибрежным фациям с активной гидродинамикой бассейна. Подобным образом изменяется и мощность отложений. Наиболее постоянные, выдержанные по мощности глинистые толщи накапливаются вдали от берега [Прозорович, 1967].

Еще одним важным параметром при анализе фациальных обстановок формирования глинистых отложений служит анализ преобладающего типа органического вещества. Гумусовое вещество тяготеет к прибрежно-морским мелководным обстановкам, тогда как сапропелевое распространено в более глубоководных отложениях. Также стоит отметить, что в мелководно-морских обстановках с активной гидродинамикой бассейна органическое вещество может ориентировкой своего положения подчеркивать текстурные особенности пород.

Глинистые минералы в образцах из фанарского горизонта представлены их полиминеральной ассоциацией с преимущественно смешанослойно-каолинит-гидрослюдистым составом и примесью хлорита и смектита. Такая ассоциация могла образоваться при разрушении кор выветривания каолинит-гидрослюдистого состава (рис. 5, *б*). Смешанослойные минералы представлены гидрослюдисто-смектитовой фазой. Они могли образоваться в результате деградации гидрослюды и каолинита в морских условиях. Площадное распространение содержания глинистых минералов достаточно выдержанное.

Таким образом, по результатам изучения состава и распространения глинистых минералов в фанарском горизонте установлено, что эти отложения накапливались на мелководном шельфе с глубинами до 70 м и при относительно активной гидродинамике бассейна.

Обстановки осадконакопления. Оценивая комплекс полученных результатов литолого-фациальных исследований отложений фанарского горизонта можно сделать вывод, что обстановки осадконакопления наиболее соответствуют модели мелководной дельты в условиях развивающейся трансгрессии моря с начальным доминированием в процессах седиментации речного стока [Galloway, 1975; Бхаттачария, Уолкер, 2017]. Слои галечников и грубозернистых песчаников в основании фанарского горизонта фиксируют начальную стадию трансгрессивного цикла в позднем готериве. В конце позднего готерива — начале раннего баррема территория междуречья современных рек Убин и Абин представляла собой дельтовую равнину, на которой в руслах распределительных каналов происходило локальное накопление грубообломочного материала (рис. 6). Об этом свидетельствует наличие косой слоистости, плохая и средняя степень сортировка песчаников, крупная размерность зерен, а также наличие следов размывов и отсутствие биотурбации в нижней части фанарского горизонта.

Вышележащие отложения этого горизонта, вероятно, отлагались в условиях фронта авандельты крупной реки, расположенной к северо-востоку от исследуемой территории. Об этом свидетельствует как набор литотипов, встречающихся в отложени-

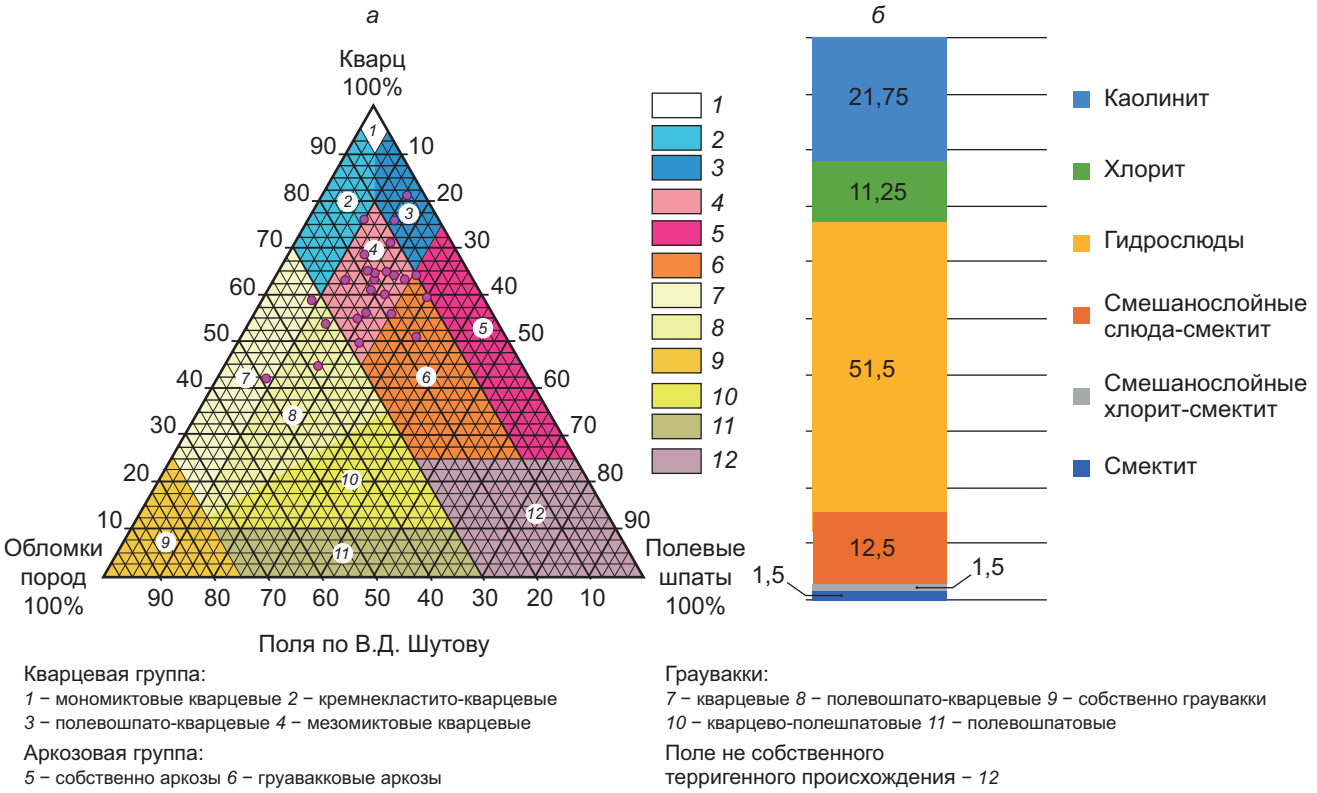


Рис. 5. Минеральный состав песчаников и глин фанарского горизонта: *а* — классификационная диаграмма состава породообразующих компонентов песчаников по [Шутов, 1975]; *б* — процентное содержание глинистых минералов по результатам рентгенофазового анализа

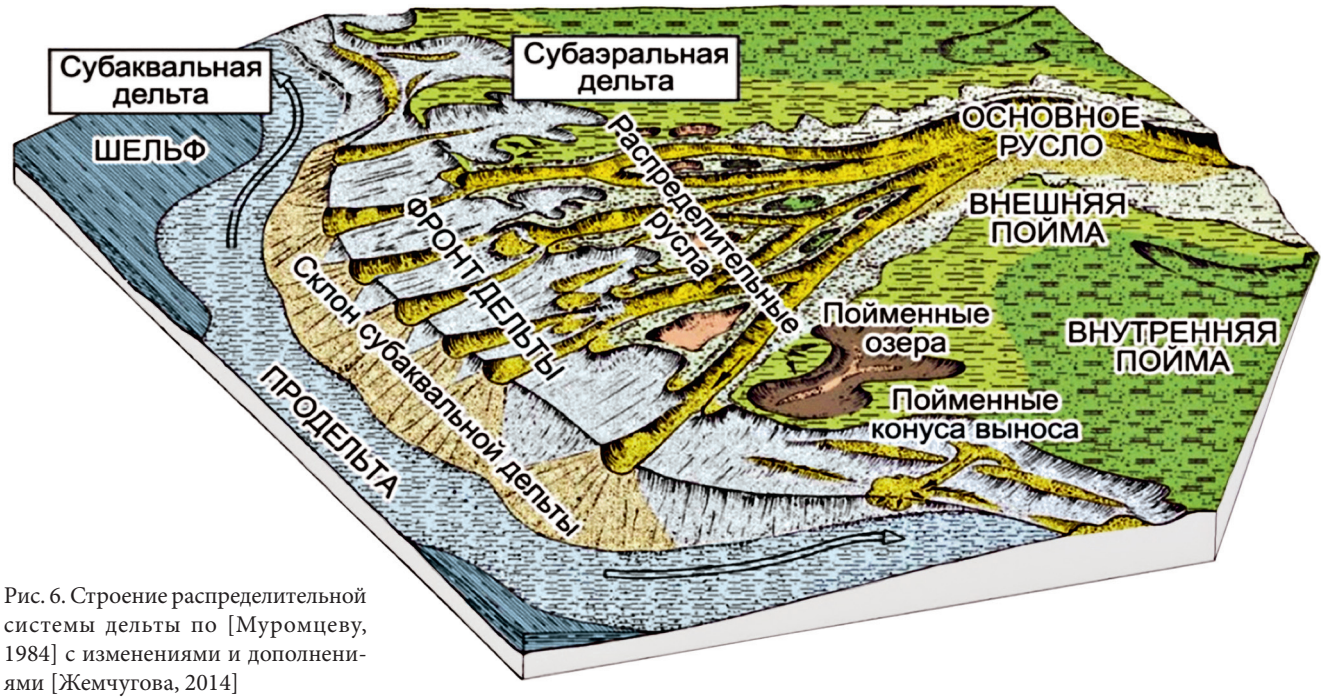


Рис. 6. Строение распределительной системы дельты по [Муромцеву, 1984] с изменениями и дополнениями [Жемчугова, 2014]

ях, так и наличие линзовидной, косой и волнистой слоистости в песчаниках, распространенной, однако, локально, не на всей площади и не на всех стратиграфических уровнях. В целом, в этой части разреза отложений горизонта преобладают массивные песчаники. Последний факт является дополнительным аргументом в пользу именно обстановки фронта дельты, а не русел дельтовой равнины [Бижу-Дюваль, 2012]. Также в пользу обстановки фронта дельты говорит и наличие в песчаниках биотурбации и ихнофоссилий. Подобные образования практически отсутствуют в отложениях дельтовой равнины [Барабошкин, 2007]. Вероятно, косослоистые тела песчаников маркируют моменты перемещения рас-

пределительных русел дельты. Образование отложений фронта дельты происходило как при участии течений, существовавших в бассейне, так и при гидродинамической активности потоков продельты [Аллен и др., 1990; Лидер, 1986].

Глинистые отложения фанарского горизонта, увеличивающиеся в мощности вверх по разрезу, имеют каолинит-гидрослюдистый состав, преобладающий гумусовый тип органического вещества с присутствием некоторого количества сапропелевого. Литологически глины неоднородные. Такой состав глинистой фракции отвечает обстановкам области мелкого шельфа с глубинами 50–70 м и активной гидродинамикой или обстановке периферической части дельты с глубинами до 100 м и слабым влиянием мутьевых потоков [Еремеев и др., 2001]. Таким образом, состав и соотношение в породах глинистых минералов хорошо коррелируются с полученными результатами литолого-фациальных исследований.

Предположительно к концу фанарского времени (ранний баррем) продолжалась трансгрессия моря, сопровождавшаяся незначительным углублением бассейна, однако осадконакопление все еще происходило на небольших глубинах (порядка 50–70 м) и при активной гидродинамике бассейна. Смена доминирующих песчанистых отложений на глинистые, вероятно, связана с отмиранием на некоторых участках или некоторым их смещением подводных распределительных русел. Этим фактором также обусловлена фациальная и мощностная неоднородность фанарского горизонта.

В конце раннего баррема на исследуемой территории сменился тип осадконакопления — преобладавшие ранее песчаники фанарского горизонта сменились глинами афипской свиты, содержащими в нижней части разреза линзы и прослои песчаного и алевритистого материала в нижней части разреза. Минералогический состав глин остался примерно таким же, произошло лишь незначительное увеличение количества тонкодисперсного материала. Соотношение гумусового и сапропелевого органического вещества также сместилось в сторону последнего. Степень сортировки зерен в песчаниках афипской свиты по сравнению с фанарскими также улучшилась.

Вероятно, в результате продолжающейся трансгрессии в афипском времени поднялся уровень моря, а обстановки фронтальной части авандельты реки, расположенной к северо-востоку, сменились на обстановки продельты. Средние глубины увеличились, гидродинамика бассейна снизилась. Об углублении бассейна, увеличении солености и уменьшении влияния речного стока также свидетельствует присутствие в афипской свите нормально-морской макро и микрофауны.

Площадная неоднородность литологического состава нижней части афипской свиты, выражающаяся в присутствии в центральной и северной части территории прослоев и линз песчаников, позволяет предполагать, что в начале баррема к востоку от антиклинали Поник и Западно-Убинской синклинали располагались наиболее крупные распределительные русла авандельты.

Таким образом, с позднего готерива — начала раннего баррема и по его завершение обстановки осадконакопления на исследуемой территории постепенно сменялись от субаэральной дельты (конец позднего готерива) на обстановки фронта авандельты (ранний баррем) и до обстановок продельты (баррем — ранний апт). Влияние находившейся к северо-востоку от территории речной системы на процессы осадконакопления к началу апта (конец афипского времени) почти сошло на нет.

Обилие терригенного материала, большого количества поступавшей в бассейн органики (обломков древесины, листьев), а также карбонатно-глинистый цемент песчаников позволяет предполагать существование в позднем готериве — раннем барреме на изученной территории теплого гумидного климата [Фролов, 1993].

Средняя степень окатанности обломочного материала песчаников позволяет говорить о близком расположение источников сноса. В песчаниках верхней части фанарского горизонта до 25% увеличивается содержание обломков полевых шпатов, что позволяет предполагать эрозионное вскрытии в области сноса массивов гранитоидов. В целом в песчаниках, среди обломков магматических пород, преобладают граниты и гранодиориты, вероятно являющиеся продуктами разрушения ядра будущего Большого Кавказа, находившегося в современных координатах юго-восточнее от исследуемой территории.

Фанарский горизонт имеет невыдержанную по площади мощность, колеблющуюся от 20 до 250 м [Корсаков и др., 2013]. Наибольшая она в центральной части Западно-Убинской синклинали, а также на отдельных участках северо-восточной части района исследований. Увеличение мощности, вероятно, приурочено к наиболее крупным руслам дельтовой равнины в низах фанарского горизонта и разгрузочным каналам авандельты в вышележащих отложениях.

Неоднородность в мощности пластов на относительно небольшой площади может быть обусловлена флювиальным типом дельты, когда отдельные множественные русла и каналы вдаются вглубь морского бассейна при преобладании энергии речного стока над волновыми и приливными процессами, в то время как промежутки между руслами имеют меньшую мощность и сложены более тонкозернистым материалом [Galloway, 1975; Жемчугова, 2014]. Такие дельты имеют, как правило, небольшой уклон, поэтому в разрезе дельтовых отложений отмечается влияние эвстатических колебаний уровня моря. Это находит отражение в присутствии среди песчаников прослоев тонкозернистых пород. Также можно отметить, что обилие сидеритовых прослоев и конкреций наиболее характерно именно для дельт флювиального типа [Барабошкин, 2007].

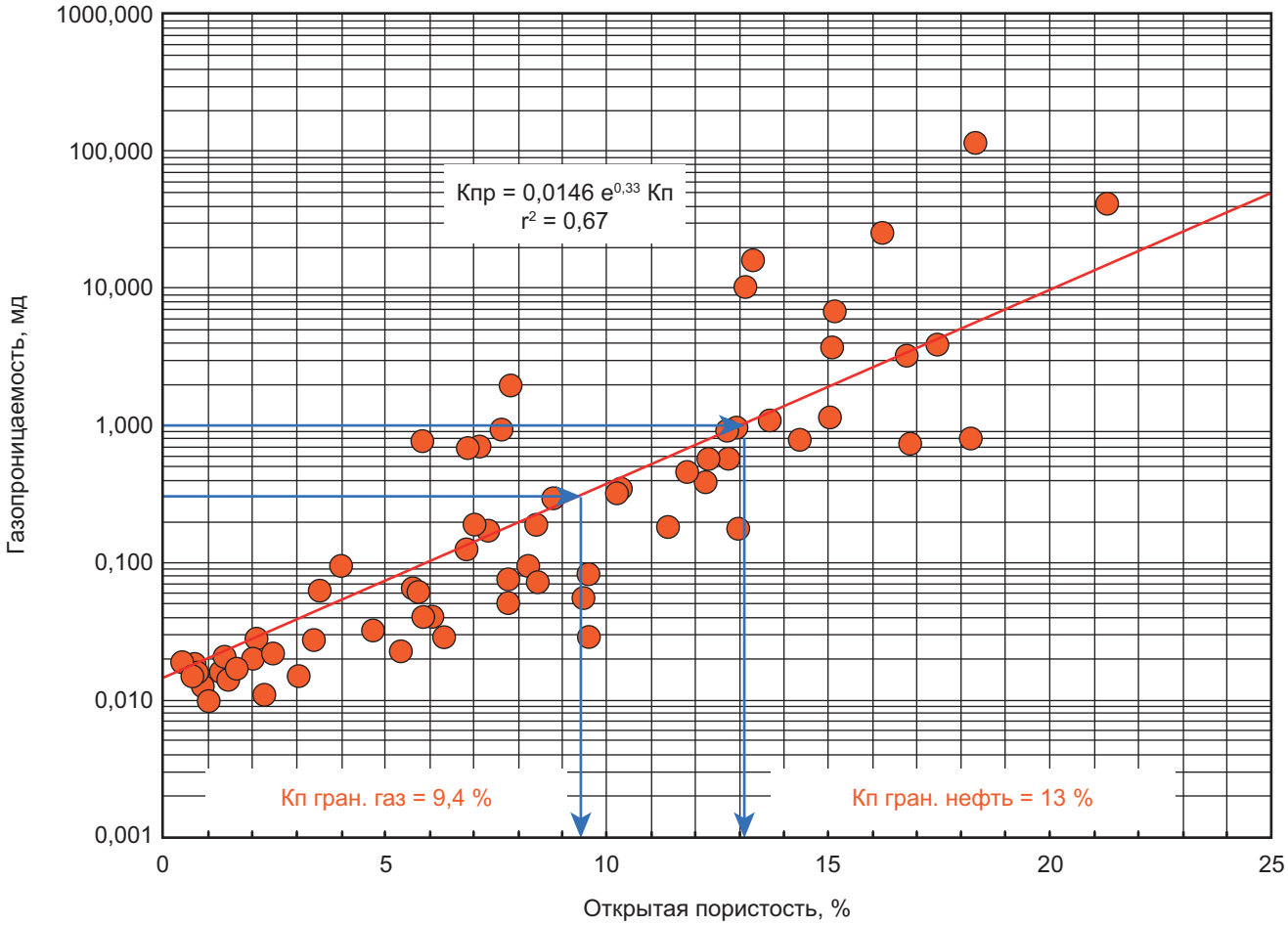


Рис. 7. Зависимость газопроницаемости от открытой пористости для отложений фанарского горизонта

Коллекторские свойства. Для определения качества коллекторов и покрышек природного резервуара используется набор параметров, наиболее значимых для установления его аккумулирующих и экранирующих свойств. Для коллекторов — это коэффициенты открытой пористости (Кп), проницаемости (Кпр), эффективные толщины (Нэфф), характеристики трещиноватости (трещинная пористость и проницаемость, плотность трещин) и др.; для покрышек — мощность пласта, минеральный состав глинистых пород, коэффициент однородности и др. Качество слагающих коллекторы и покрышки элементов определяется условиями осадконакопления, а также морфологией и характеристиками природных резервуаров.

Результаты определения фильтрационно-емкостных характеристик образцов песчаников фанарского горизонта свидетельствуют о преобладании межзернового типа порового пространства. Для коллекторов с межзерновым типом пустотного пространства характерна четкая тенденция возрастания газопроницаемости с увеличением порового объема образцов.

В изученном интервале связь газопроницаемости с открытой пористостью выражается экспоненциальной зависимостью Кпр = 0,146·e0,33Кп с высокой степенью достоверности аппроксимации $r^2 = 0{,}67$ (рис. 7).

Зависимость проницаемости от пористости, полученная по данным исследования цилиндрических образцов, позволяет оценить граничное значение пористости для газонасыщенных коллекторов, которое при газопроницаемости 0,3 мД составляет 9,4%. Для нефтенасыщенных коллекторов граничное значение пористости при проницаемости 1 мД составляет 13%.

Полученная связь проницаемости и пористости позволяет использовать ее для количественной оценки фильтрационных характеристик пластов песчаников при интерпретации промыслово-геофизических данных, полученных при геофизических исследованиях скважин.

Песчаники фанарского горизонта обладают наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами среди нижнемеловых пород района исследований. Максимальные значения пористости достигают 21,3%, а проницаемости 41,62 мД. Таким образом, они способны накапливать и удерживать как газообразные, так и жидкие углеводородные флюиды.

Выводы. По результатам реконструкции условий осадконакопления фанарского горизонта нижнего мела установлены палеообстановки седи-

ментации в раннебарремском бассейне Северо-Западного Кавказа.

В конце позднего готерива — начале раннего баррема территория представляла собой субаэральную дельтовую равнину флювиального типа, в которой накапливались крупнообломочные плохо- и среднесортированные песчано-галечные отложения. Территория в результате обширной морской трансгрессии достаточно быстро погрузилась под воду и представляла собой фронтальную область дельты, где в отдельных распределяющих каналах накапливались песчаные и песчано-глинистые отложения. Между каналами накапливались более тонкие песчанистые и глинисто-алевритистые разности.

На протяжении всего позднего готерива — раннего баррема на территории преобладал гумидный климат. Основной источник сноса обломочного вещества находился к северо-востоку от изучаемой территории в районе Скифской плиты, однако существовал еще источник на юго-востоке в районе выходов древнего ядра Большого Кавказа.

Песчаники фанарского горизонта обладают хорошими коллекторскими свойствами, что позволяет им накапливать и удерживать как газообразные, так и жидкие углеводородные флюиды.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам за внимательное прочтение нашей статьи, что позволило нам улучшить ее текст, а также сотрудникам лабораторий геологического факультета МГУ за помощь в обработке и интерпретации полученного материала.

Финансирование. Работа выполнена по теме госзадания геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, а также госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аллен Ф.А., Болдуин К.Т., Дженкинс Х.К. и др. Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. М.: Мир, 1990. 384 с.

Барабошкин Е.Ю. Практическая седиментология (терригенные коллектора). Центр проф. переподготовки спец-в нефтегаз. дела ТПУ. Томск, 2007. 154 с.

Барабошкин Е.Ю., Бондаренко Н.А., Любимова Т.В. Уникальные геологические объекты Северо-Западного Кавказа. Путеводитель экскурсий Шестого Всеросийского совещания «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии». Краснодар: КубГу, 2012. 28 с.

Бижу-Дюваль, Б. Седиментационная геология. М.; Ижевск: Ин-т комп.иссл-й, 2012. 704 с.

Бхаттачария Д.П., Уолкер Р.Д. Дельты // Фациальные модели / Под ред. Р.Д. Уолкера. М.; Ижевск: Ин-т комп. иссл-й, 2017. С. 346–393.

ГОСТ 26450.0-85-ГОСТ 26450.2-85. Породы горные. Методы определения коллекторских свойств. М.: Изд-во стандартов, 1985. 6 с.

Жемчугова В.А. Практическое применение резервуарной седиментологии при моделировании углеводородных систем: Учебное пособие для вузов. М.: Рос. гос. у-т нефти и газа имени И.М. Губкина, 2014. 344 с.

Еремеев В.В., Осипов В.И., Соколов В.Н. Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений. М.: Наука, 2001. 238 с.

Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерация масштаба 1:200 000. 2-е изд. Серия Кавказская, Лист L-37-XXVII, Объяснительная записка. М., 2013. 2016 с.

Лидер М. Р. Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир, 1986. 439 с.

Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. М.: Изд-во Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2008. С. 191–224.

Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Уральский гос. горный ун-т, 2005. 289 с.

Муромцев В. С. Электрометрическая геология песчаных тел — литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.

Назаров Г.К., Гусев А.В., Яковишина Е.В. Обстановки осадконакопления фанарского горизонта нижнего мела Западного Кавказа // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: Материалы IX Всероссийского литологического совещания, Казань, 2019. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2019. С. 315–316.

Недоливко Н.М., Ежова А.В. Петрографические исследования терригенных и карбонатных пород-коллекторов: Учебное пособие. Томск: Изд-во Томск. политех. ун-та, 2012. 172 с.

Прозорович Г.Э. Основные свойства глинистых пластов и глин как непроницаемых экранов для нефти и газа // Геология и нефтегазоносность юго-востока Западно-Сибирской плиты. Тр. СНИИГГиМс. Вып. 65. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1967. С. 43–64.

Прозорович Г.Э. Покрышки залежей нефти и газа // Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ. Вып. 49. М.: Недра, 1972. 120 с.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Изд-во МГУ, 1984. 222 с.

Фролов В.Т. Литология: Учебное пособие. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. Харьков: Гос. науч.-техн. изд-во, 1958. 415 с.

Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 115 с.

Galloway W.E. Process framework for distributing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems // Deltas, models for exploration / Ed. M.I. Broussard. Houston TX, Houston Geological Society. 1975. P. 87–98.

Статья поступила в редакцию 30.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 550.8.053
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-83-90

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЛЖСКИХ РАДИОЛЯРИТОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАЖЕНОВСКОМ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОМ МОРСКОМ БАССЕЙНЕ

Юлия Александровна Коточкова[1]✉, Наталья Сергеевна Балушкина[2], Ирина Ярославовна Богатырева[3], Георгий Александрович Калмыков[4]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yu.kotochkova@oilmsu.ru✉, https://orcid.org/0000-0002-5004-4832
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; natalybal@gmail.com
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; i.bogatyreva@oilmsu.ru
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; g.kalmykov@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0001-8274-3622

Аннотация. Баженовский горизонт изучается с середины прошлого века и до сих пор является перспективным поисковым нефтегазоносным объектом. В статье представлен обзор строения кремневой, радиоляритовой части выделенных в разрезе свит, слагающих баженовский горизонт. Было выделено 3 морфологических типа радиоляритовых слоев: четко выраженные слои с эрозионными границами, линзовидные радиоляриты с четкими границами и слабо прослеживающиеся слои и единичные радиоляритовые линзы. Формирование радиоляритов различного типа связано с придонными палеотечениями. Локализация данных типов по площади позволила предположить области воздействия придонных течений в волжское время, благодаря чему были выделены наиболее перспективные поисковые области.

Ключевые слова: баженовский горизонт, радиоляриевые слои, Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн, волжский век, гидродинамический режим бассейна

Для цитирования: *Коточкова Ю.А., Балушкина Н.С., Богатырева И.Я., Калмыков Г.А.* Условия формирования волжских радиоляритовых отложений в Баженовском эпиконтинентальном морском бассейне // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 83–90.

FORMATION CONDITIONS OF VOLGA RADIOLARIAN DEPOSITS IN THE BAZHENOV MARINE BASIN

Yulya A. Kotochkova[1]✉, Natalya S. Balushkina[2], Irina Ya. Bogatyreva[3], Georgiy A. Kalmykov[4]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yu.kotochkova@oilmsu.ru✉, https://orcid.org/0000-0002-5004-4832
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; natalybal@gmail.com
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; i.bogatyreva@oilmsu.ru
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; g.kalmykov@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0001-8274-3622

Abstract. The Bazhenov horizon has been studied since the middle of the last century and is still a promising prospect for oil and gas exploration. The article presents an overview of the structure of the siliceous, radiolarite, part of the separated in the section of the formations composing the Bazhenov horizon. Three morphological types of radiolarite layers were identified: well-defined layers with erosional boundaries, lens-shaped radiolarites with defined boundaries, and slightly traceable layers and single radiolarite lenses. The formation of radiolarians of different types is associated with benthic paleoflows. The localization of these types by area allowed us to assume the areas of influence of benthic paleoflows in the Volga age, due to which the most prospective exploration areas were identified.

Keywords: Bazhenov horizon, radiolarian layers, West Siberian oil-and-gas bearing basin, Volga age, hydrodynamic regime of the basin

For citation: Kotochkova Yu.A., Balushkina N.S., Bogatyreva I.Ya., Kalmykov G.A. Formation conditions of Volga radiolarian deposits in the Bazhenov marine basin. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 83–90. (In Russ.).

Введение. Баженовский горизонт (БГ) широко распространен по территории Западно-Сибирского бассейна. Еще в 1960–1970-х годах было доказано, что он представляет интерес не только как газонефтегенерирующая толща, но также и как промышленно-газонефтеносная [Гурари, 1981; Конторович и др., 1975; и др.]. По биостратиграфическому возрасту БГ соответствует волжскому ярусу — низам берриаса. В составе БГ выделяют баженовскую свиту (БС), в неполном объеме тутлеймскую, мулымьинскую, марьяновскую, даниловскую, яновстанскую и гольчихинскую свиты [Решение…, 2004].

Добыча углеводородов из баженовской и тутлеймской свит ведется более 50 лет. Наиболее известные месторождения с притоками из этих свит — Салымское, Ай-Пимское, Средне-Назымское, Правдинское, Приобское. Рядом ученых было выдвинуто два основных типа коллектора в разрезе БГ. Первый тип описан в работах [Новиков и др., 1970; Нестеров, 1979; Добрынин, Мартынов, 1980, и др.] как трещинный в углеродистых глинах. Второй тип коллектора в БС определяется как поровый и трещинно-поровый в кремнистых породах и приурочен к определенному интервалу в разрезе [Дорофеева и др., 1983; Усманов и др., 2005 и др.].

Второй тип подробно описывается в работе А.Д. Алексеева на примере Верхне-Салымского месторождения [Алексеев, 2009; 2014]. Он показывает, что всего выделяется три коллекторских интервала: в верхней части БС, в средней и на границе с абалакской свитой, делая упор, что продуктивная часть в средней части разреза обладает наилучшими коллекторскими свойствами.

В.Д. Немова, изучая Средне-Назымское месторождение, описывает «радиоляритовую» пачку, из которой были получены притоки [Немова, Панченко, 2017]. В работе отмечено, что коллектор сформирован за счет вторичных процессов интенсивного перераспределения кремнистого и карбонатного веществ. Об этом же сказано в работах Г.А. Калмыкова и Н.С. Балушкиной с соавторами [Балушкина и др., 2013; 2014; Хамидуллин и др., 2013; Калмыков, Балушкина, 2017 и др.]. «Радиоляритовый» интервал прослеживается в средней части разреза как по каротажу, так и по керну.

Чтобы определить наиболее перспективные газонефтяные области необходимо выделить зоны распространения наиболее мощных РС. Поэтому целью исследований было восстановление условий осадконакопления в волжское время для возможной локализации наиболее приточных участков как по разрезу БГ, так и по площади.

Многочисленные работы посвящены стратификации БГ и относящихся к нему свит на разных территориях Западно-Сибирского бассейна, наиболее детальная стратификация БГ проводится радиоляриевым комплексам [Козлова, 1983; Липницкая, 2004, 2006; Амон и др., 2011, и др.]. Последней принятой схемой стратификации БС по комплексам радиолярий является схема В.С. Вишневской [Вишневская и др., 2020]. Она выделила пять биостратонов по радиоляриям (снизу-вверх) (таблица): 1) зона Parvicingula antoshkinae–P. blowi, нижний подъярус–низы среднего подъяруса волжского яруса (нижний титон– низы среднего титона); 2) зона Parvicingula jonesi–P. excelsa, средний подъярус волжского яруса (средний титон–низы верхнего титона); 3) зона Parvicingula rotunda–P. alata, верхний подъярус волжского яруса [верхи верхнего титона, возможно включая низы берриаса); 4) зона Parvicingula khabakovi–Williriedellum salymicum, верхи верхневолжского подъяруса–рязанский ярус (берриас); 5) слои с Williriedellum, верхняя часть рязанского яруса–валанжин (берриас–валанжин). Возраст всех зон также подтвержден находками аммонитов.

Согласно этим исследованиям [Вишневская и др., 2020] коллекторский, «радиоляритовый», интервал в средней части БС соотносится с зоной Parvicingula jonesi–P. excelsa, что соотносится со средневолжским возрастом.

В волжское время позднеюрская трансгрессия достигла своего максимума, морской бассейн занимал практически всю территорию Западной Сибири. Депоцентром была область в районе современной Фроловской мегавпадины, глубина моря на данной территории составляла по разным оценкам от 200–250 м [Мазур, 1980; Ушатинский, 1981 и др.] до

Таблица

Биостратоны баженовской свиты по радиоляриям [Вишневская, 2020]

<table>
<tr><th rowspan="2">Система</th><th rowspan="2" colspan="4">Ярус/подъярус</th><th colspan="3">Слои/комплексы</th><th>Зоны</th></tr>
<tr><th>Козлова, 1983</th><th>Липницкая, 2006</th><th>Амон, 2011а</th><th>Вишневская, 2020</th></tr>
<tr><td rowspan="3">Меловая</td><td colspan="4">Берриас-валанжин</td><td></td><td></td><td></td><td>Williriedellum</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Берриас</td><td rowspan="2">Рязанский</td><td></td><td>Williriedellum salymicum salymicum</td><td>Hemicryptocapsa salymica</td><td rowspan="3">Parvicingula cf. rostrata — P. cf. seria</td><td>Parvicingula khabakovi — Williriedellum salymicum</td></tr>
<tr><td rowspan="6">Юрская</td><td rowspan="5">Титон</td><td rowspan="5">Волжский</td><td rowspan="2">Верхний</td><td>Stihocapsa dolium</td><td rowspan="3">Parvicingula seria и Quasicrolanium planocephala</td><td rowspan="2">Parvicingula rotunda — P. alata</td></tr>
<tr><td>Parvicingula cf. seria</td></tr>
<tr><td>Средний</td><td>Parvicingula cf. multipora</td><td>Parvicingula cf. multipora</td><td>Parvicingula jonesi</td></tr>
<tr><td>Нижний</td><td></td><td>Parvicingula cf. multipora</td><td>Pseudodicty — omitra cf. primitiva</td><td rowspan="2">Parvicingula antoshkinae — P. blowi</td></tr>
</table>

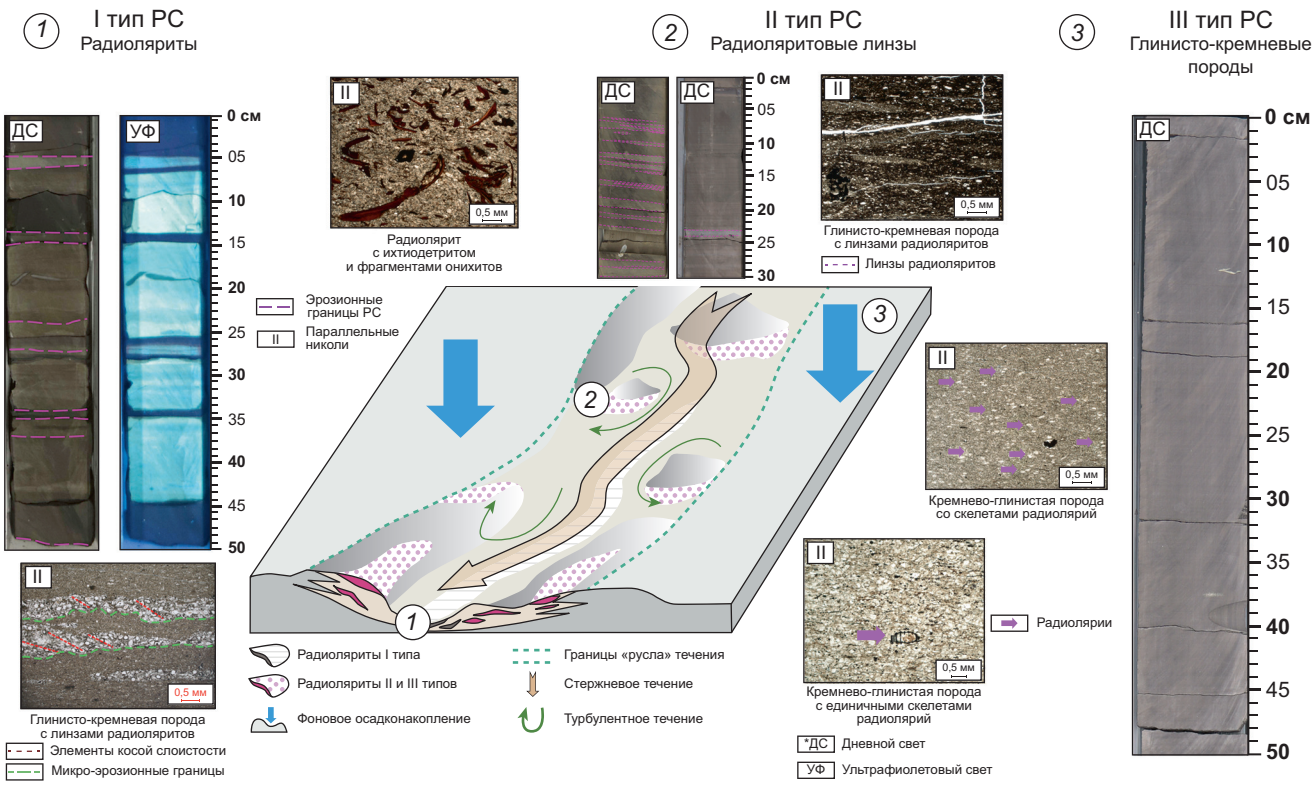


Рис. 1. Механизм формирования радиоляритовых слоев по [Хотылев и др., 2019]

400–800 м [Брадучан и др., 1986; Конторович и др., 2013; 2014]. Терригенный материал практически не поступал в бассейн, накапливаясь в окраинных частях бассейна. К концу волжского века сформировался глубоководный бассейн с некомпенсированным осадконакоплением. В берриасе-валанжине произошла активация горообразовательных процессов на обрамляющих бассейн территориях, благодаря чему увеличился снос терригенного материала. Морской бассейн постепенно уменьшается по площади, заполняясь терригенными осадками, преимущественно с востока и юго-востока. Наиболее глубоководная часть сохраняется в западной части бассейна [Конторович и др., 2013; 2014].

Учитывая неоднородный структурный план дна морского бассейна, осадконакопление происходило неравномерно по территории. При описании керна скважин различных ЛУ Западно-Сибирского НГБ было замечено, что в зависимости от района исследований изменялось строение разреза [Богатырева и др., 2024]. В частности, это касается и коллекторской, «радиоляритовой» части разреза, которая существенно различается в разных частях бассейна.

По структурно-текстурным характеристикам можно выделить 3 типа радиоляритовых слоев (РС) (рис. 1). *Первый тип* РС характеризуется отчетливым проявлением в керне скважин: серые или светло-серые разности с резкими, эрозионными границами. Макроскопически слоистость практически не прослеживается, преимущественно массивная, неясная горизонтальная параллельная. При описании шлифов отмечается «чистота» радиоляритов — отсутствие глинистой компоненты. В некоторых случаях можно проследить ориентированность скелетов радиолярий и ихтиодетрита, отмечаются элементы косой однонаправленной слоистости. Диагностирование текстур часто осложняется вторичными изменениями: карбонатизации, растворении скелетов радиолярий. Подошва таких РС как правило эрозионная, неровная с микроврезами и подчеркнута «костеносными горизонтами» (КГ), обогащенных остатками онихитов, ихтиодетрита, иногда раковинным детритом. Мощность РС данного типа достигает 1,5 м, в среднем — 0,5–0,7 м.

Данный тип РС описан на территориях Красноленинского свода [Хотылев и др., 2019; Бумагина и др., 2018; и др.], Средне-Назымского и Ай-Пимского месторождениях [Калмыков, Балушкина, 2017; Балушкина, 2013] (рис. 2).

Радиоляриты *второго типа* имеют линзовидное строение, они образуют интервал с линзовидным переслаиванием кремнёвых слоев, собственно, радиоляритовых линз, толщиной до 10 см и вмещающих глинисто-кремнёвых разностей. Линзы как правило имеют четкие границы, при макроскопическом описании внутреннее заполнение линз массивное. В интервале керна с радиоляритовыми линзами отмечается отсутствие скоплений ихтиодетрита и онихитов — органические остатки присутствуют, однако в единичном количестве.

Третий тип РС характеризуется нечеткой выраженностью в разрезе БГ. «Радиоляритовый» интервал сложен чередованием кремнисто-глинистых и глинисто-кремневых прослоев. Также к данному

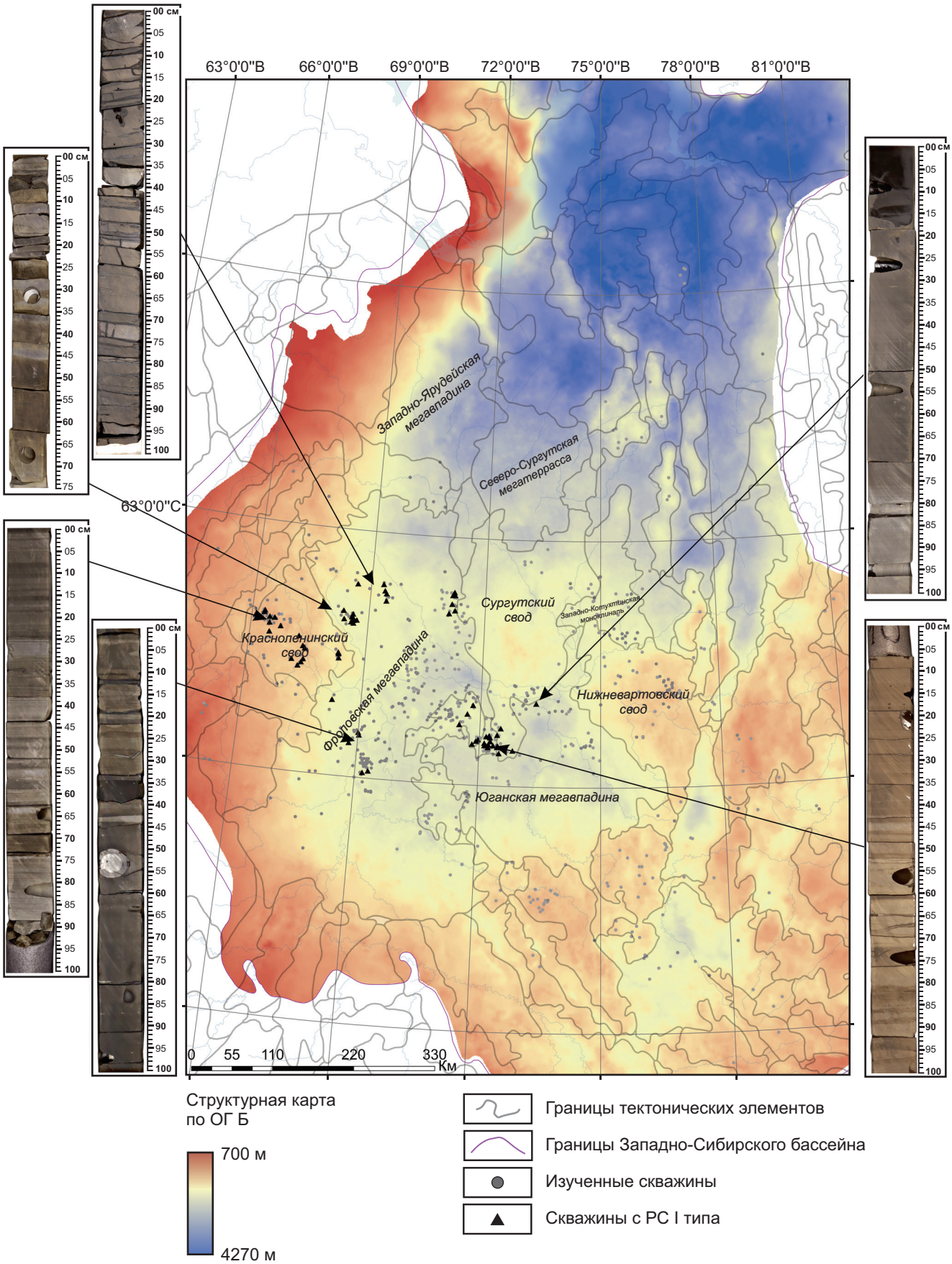


Рис. 2. Примеры радиоляритовых слоев 1 типа из разных частей бассейна. Тектонические элементы по [Атлас…, 2004]

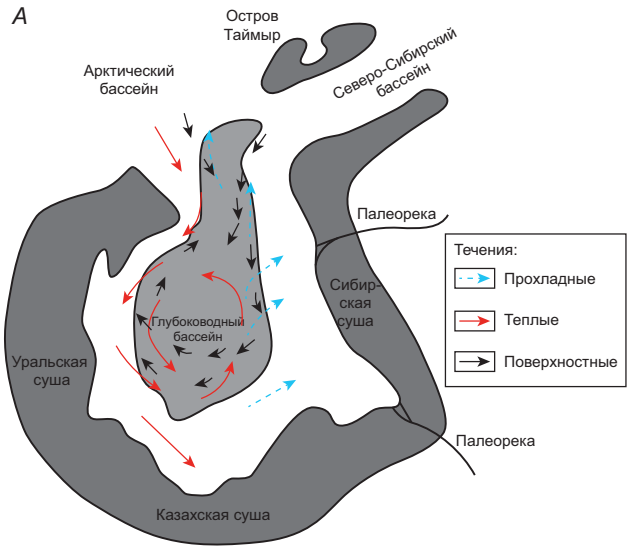
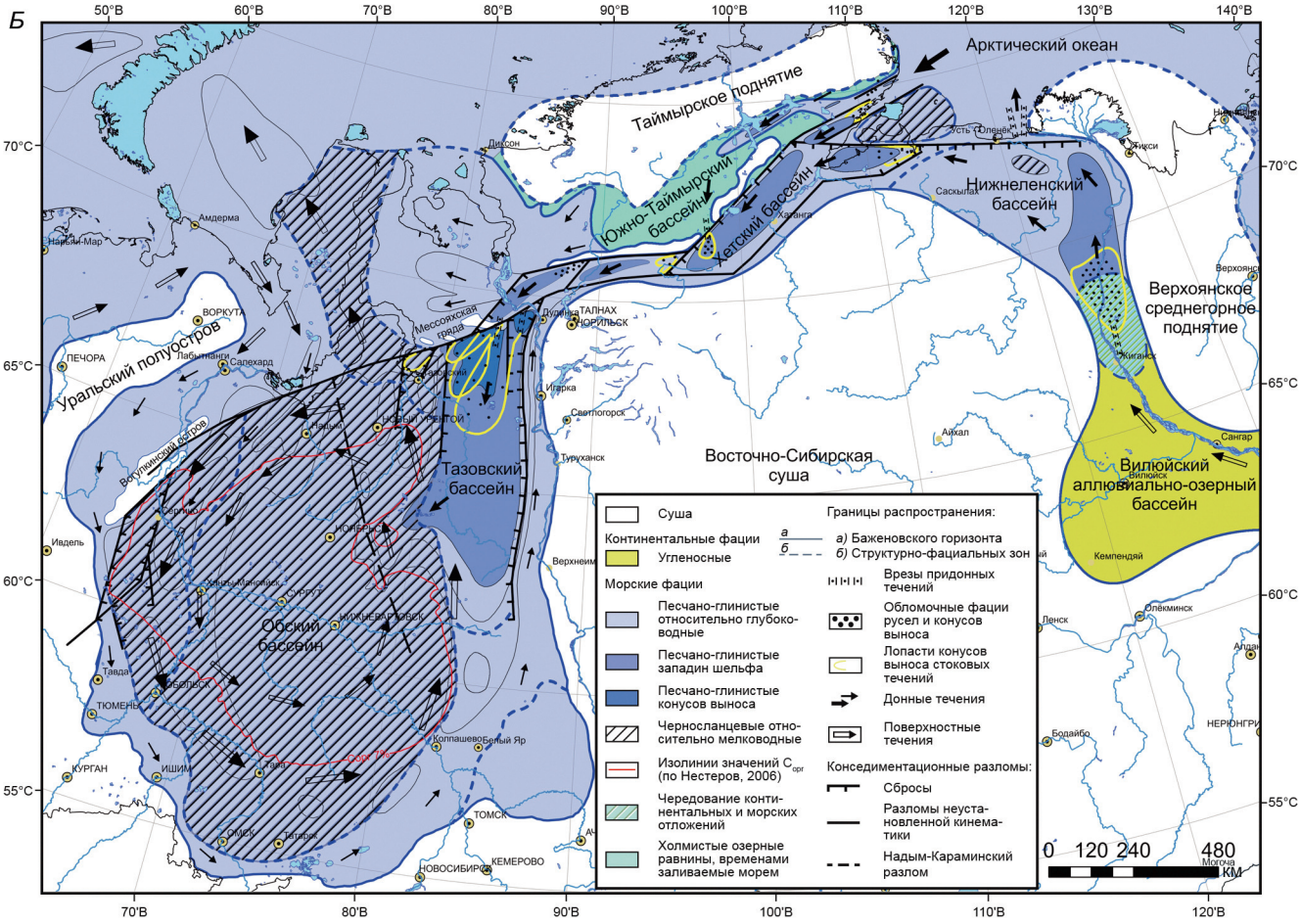


Рис. 3. *А* — Палеогеографическая схема Западно-Сибирского бассейна и смежных бассейнов в баженовское (волжско-берриасское) время [Захаров, 2006]; *Б* — структура течений арктических морей титона–раннего берриасса в Сибири [Стафеев и др., 2019]



типу были отнесены случаи, когда скелеты радиолярий присутствуют в рассеянной форме в общем матриксе породы, не формируя скоплений, прослоев и линз. Границы разностей нечеткие, плавно переходящие друг в друга.

За счет своего строения в скважинах без керна РС можно выделять по ГИС, т.к. они характеризуются различными образами на кривых каротажа. По ГИС четко выражается область в средней части БС с пониженным значениями гамма-каротажа, повышенными значениями плотности и нейтронного каротажа. Такая картина диаграмм ГИС характерна для прослоев радиоляритов I типа, которые зачастую подвергаются вторичной карбонатизации. Менее четко выражаются на диаграммах ГИС радиоляриты II типа, поскольку представлены чередованием кремнёвых линз и глинисто-кремневых разностей.

Морфология РС отражает их условия формирования. Механизм формирования РС в разрезе БГ предложен О.В. Хотылевым и описан в статье [Хоты-

лев и др., 2019], где рассматривается формирование различных типов радиоляритов за счет дифференциации осадка посредством течений. В стрежневых частях течения формируются эрозионные поверхности размыва, на которые впоследствии откладывается биогенный детрит [остатки рыб, онихитов, радиолярий]. Глинистый материал вымывается за счет активной гидродинамики и формируются «чистые» радиоляритовые илы. Вне пределов влияния течения происходит фоновая седиментация с «рассеянными» радиоляриями.

Выделив типы РС в скважинах, в бассейне прослеживается приуроченность РС I и II типов к определенным частям бассейна, а именно к бортовым зонам поднятий. Формирование РС в определенных местах бассейна хорошо описывается системой придонных течений, развитой в пределах Фроловской и Юганской частях Баженовского моря.

Поскольку главной поисковой задачей является выявление наиболее перспективных зон положения залежей, приуроченных к РС, то определив области течения, можно предполагать наличие «радиоляритовых» интервалов в разрезе баженовского горизонта.

Идею наличия палеотечений в Баженовском море высказал В.А. Захаров [Захаров, 2006]. В его работах была предложена схема гидродинамического режима Баженовского моря, по которой сообщение Западно-Сибирского моря и океана было осуществлено за счет поверхностного относительного теплого течения, которое шло с севера и проходившее вдоль Уральского полуострова, отделявшего Западно-Сибирский бассейн от Тимано-Печорского (рис. 3, А) [Захаров, 2006]. По мере продвижения на юг вдоль Урала оно теряло свою силу и одновременно, в соответствии с направлением береговой линии, отклонялось к востоку, создавая завихрения и круговые течения в эпипелагиальной части. Холодные воды поступали через северные проливы благодаря глубинным противотечениям. Похожая схема течений была предложена Гришкевичем В.Ф., главное отличие от схемы Захаров — существование отдельного самостоятельного течения в восточной части бассейна [Гришкевич, 2022].

В работах Стафеева А.Н. «главный поток арктического донного течения следовал через Хеттский пролив в ложбину Тазовского палеопрогиба. По мере заполнения глубокого прогиба холодными арктическими водами в бассейне возникал пикноклин, а на его западном мелководном склоне — Пурской ступени — развивались контурные течения» [Стафеев и др., 2017] (рис. 3, *Б*). Они могли давать восходящие струи в направлении Надым-Караминской зоны поднятий, обеспечивая практически постоянный рассеянный апвеллинг и транспортировку к водной поверхности питательных веществ. Периодический ветровой сгон воды с Пурской ступени инициировал апвеллинг из более глубоких зон Тазовского прогиба. Обогащение вод минеральными и питательными веществами способствовало развитию радиолярий. Придонные течения по такой версии существовали по периметру морского бассейна [Стафеев и др., 2017].

Во всех моделях отражено, что палеотечения существовали по периметру бассейна. Учитывая структуру морского дна и динамику течений, можно предположить следующую схему палеотечений в Баженовском море. В бассейне придонное течение существовало в наиболее погруженных областях, а именно — Фроловская мегавпадина, и продолжалось вдоль бортовых частей основных палеосводов, а именно Красноленинский и Сургутский. У подножия тектонических элементов 1 порядка наиболее перспективные для поисков «радиоляритовых» коллекторов в разрезе БГ (рис. 4). Остальные области развития придонных течений, скорее всего, являются менее перспективными, но в то же время требуют изучения по скважинным данным для уточнения их перспектив. В восточной и юго-восточной частях бассейна существовала область поднятий, что по итогу, вероятно, привело к прекращению существования течения в его придонной форме и формированию отдельных более мелких русел, плавно переходящих в поверхностный тип. Важно отдельно отметить, что течение не носило прямолинейный характер, а могло извиваться и меандрировать, так как контролировалось в большей степени структурой дна бассейна.

Поверхностное течение в восточной части бассейна уходило на север бассейна, не оказывая влияние на осадки, поэтому в данных областях наименьшая вероятность встретить радиоляритовые прослои и линзы.

Выводы. Таким образом разделение раиоляритовых прослоев БВУФ по морфологии позволило выделить три основных типа РС, которые отражают историю и закономерности их формирования: I тип — четко выраженные радиоляритовые прослои с эрозионными границами, элементами косой слоистости и обогащенные органическими остатками, характеризующие стрежневую часть палеотечений; II тип — линзы радиоляритов, связанные с проксимальной и дистальной зонами влияния течения соответственно; III тип — единичные мелкие линзы и рассеянные скелеты радиолярий в матриксе породы, что охарактеризовывается как фоновое осадконакопления в зонах, на которые палеотечения оказывали наименьшее влияние или не действовали.

Соотнесение типов радиоляритов, их местоположения по площади бассейна и геологической истории Баженовсокго моря позволило предположить схему существования палеотечений в средне-поздневолжское время. Из-за неоднородного структурного плана дна морского бассейна в местах существовали области, где существовало придонное и происходило осаждение скелетов радиолярий, такие области наиболее перспективные для поиска радиоляритовых слоев в разрезе БГ.

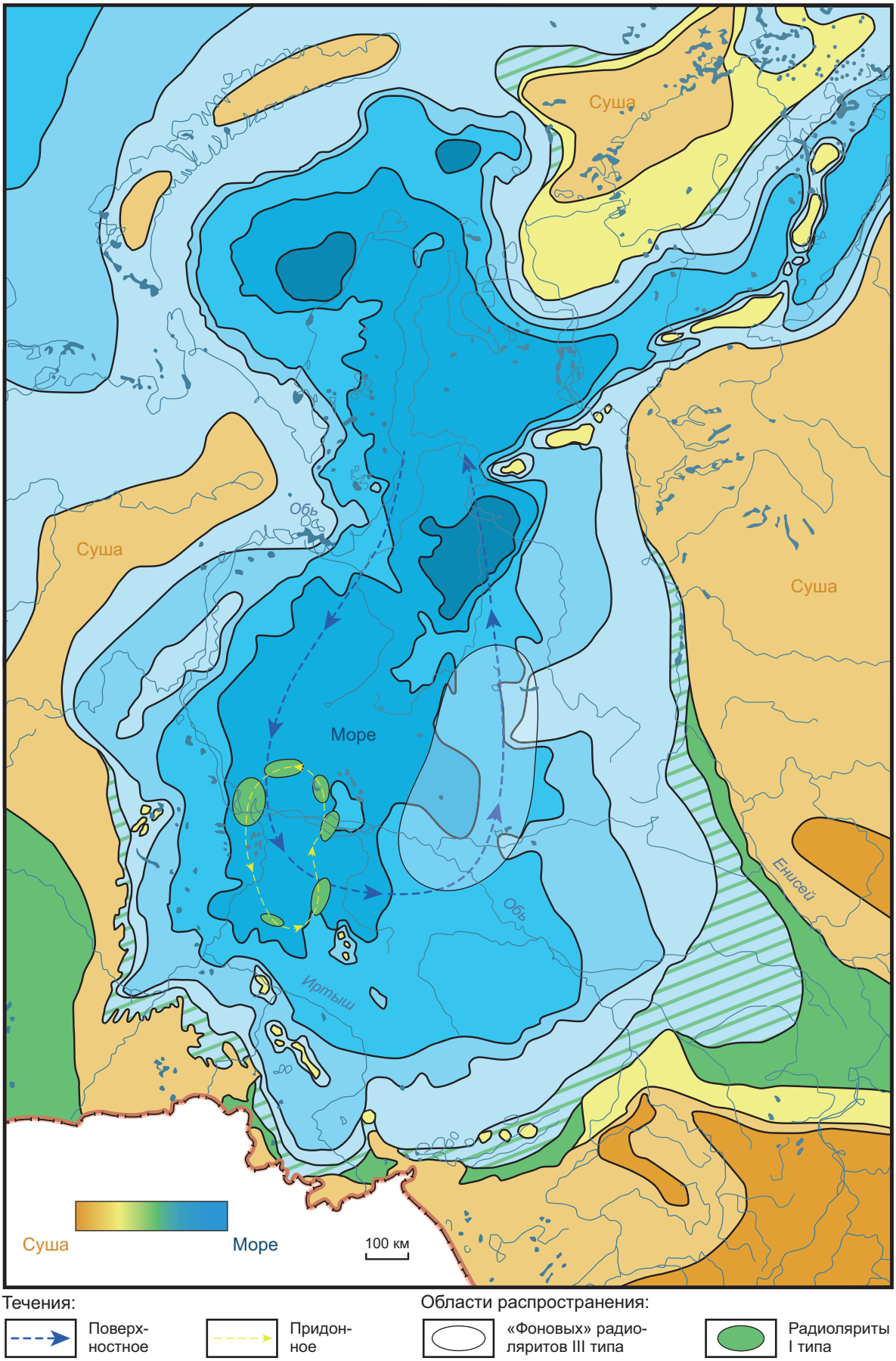


Рис. 4. Схема областей распространения радиоляритов. Подложка — палеогеографическая схема на волжское время [Конторович и др., 2014]

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.Д. Баженовская свита: в поисках большой сланцевой нефти на Верхнем Салыме. Часть 2 / А.Д. Алексеев // Rogtec. 2014. № 35. С. 38–51.

Алексеев А.Д. Природные резервуары нефти в отложениях баженовской свиты на западе Широтного Приобья: Дис. … канд. геол.-минер. наук. М., 2009. 185 с.

Амон Э.О. Радиолярии в баженовской свите (волжский ярус) Широтного Приобья, Западная Сибирь // Ежегодник–2010. Екатеринбург: УрО РАН, 2011а. С. 3–8 (Тр. Ин-та геол. и геофиз. УрО РАН. Вып. 158).

Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа» / Под ред. Э.А. Ахпателова, В.А. Волков, В.Н. Гончаров и др. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2004. 148 с.

Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Белохин В.С. и др. Кремнистые коллекторы баженовского горизонта Средне-Назымского месторождения и структура их пустотного пространства // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 2. С. 35–43.

Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Кирюхина Т.А. и др. Закономерности строения баженовского горизонта и верхов Абалакской свиты в связи с перспективами добычи нефти из них // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 48–61.

Богатырева И.Я., Коточкова Ю.А., Балушкина Н.С. и др. Структурно-фациальная типизация разрезов баженовской высокоуглеродистой формации Западно-Сибирского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 66–82.

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири [стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность) / Под ред. В.С. Вышемирский. Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.

Бумагина В.А., Потапова А.С., Кудаманов А.И. и др. Строение и условия формирования бажен-абалакского комплекса в пределах Красноленинского свода // Нефтяные провинции. 2018. Т. 16, № 4. С. 86–108.

Вишневская В.С., Амон Э.О., Гатовский Ю.А. Радиоляриевая биостратиграфия баженовского горизонта [верхняя юра-нижний мел) Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 6. С. 105–124.

Гришкевич В.Ф. Баженовский горизонт Западной Сибири: поиски новой гармонии. Тюмень: ТИУ, 2022. 279 с.

Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносиость // Советская геология. 1981. № 11. С. 3–12.

Добрынин В.М., Мартынов В.Г. Модель и основные параметры пластового резервуара баженовской свиты Салымского месторождения. Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. М.: ИГиРГИ, 1980. С. 26–47.

Дорофеева Т.В., Блинкова Е.Ю. Литогенетические особенности пород-коллекторов баженовской свиты Западной Сибири // Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири. Л.: Недра, 1983. 131 с.

Захаров В.А. Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия: к 70-летию А.Ю. Розанова. М.: Товарищ науч. изданий. К.М.К., 2006. С. 552–568.

Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М.: ГЕОС, 2017. 246 с.

Козлова Г.Э. Распределение радиолярий в баженовской свите Западной Сибири // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983. С. 47–55.

Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А. и др. Палеогеография Западно-Сибирского Осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 5–6. С. 745–776.

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.

Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.

Липницкая Т.А. Радиолярии баженовского горизонта Широтного Приобья // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя. Новосибирск: Гео, 2006. С. 34–38.

Липницкая Т.А. Радиолярии из келловей-берриасских отложений Западно-Сибирской плиты // Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса и производительных сил Томской области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. С. 162–164.

Мазур В.М. Условия образования баженовской свиты // Нефтеносность баженовской свиты Западной Сибири. М.: Недра, 1980. С. 183–196.

Немова В.Д., Панченко И.В. Локализация приточных интервалов баженовской свиты и их емкостное пространство на Средне-Назымском месторождении // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12, № 1.

Нестеров И.И. Новый тип коллектора нефти и газа // Геология нефти и газа. 1979. № 10. С. 26–29.

Новиков Р.Г., Салманов Ф.К., Тян А.В. Перспективы открытия крупных залежей нефти в трещиноватых аргиллитах баженовской свиты // Нефть и газ Тюмени. Тюмень: Типография изд-ва «Тюменская правда», 1970. № 7. С. 1–3.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003).

Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Суслова А.А., Гилаев Р.М. Обстановки осадконакопления и палеогеографическая зональность баженовского горизонта [титон — нижний берриас) Западной Сибири // Георесурсы. 2017. Спецвыпуск. Ч. 2. С. 134–143.

Усманов И.Ш., Трофимова Е.Н., Дякина А.В., Карлов А.М. Нефтенасыщенные известняки баженовской свиты Сургутского района // Нефтяное хозяйство. 2005. № 12. С. 19–25.

Ушатинский И.Н. Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири // Советская геология. 1981. № 2. С. 11–22.

Хамидуллин Р.А., Калмыков Г.А., Корост Д.В. и др. Фильтрационно-емкостные свойства пород баженовской свиты. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 5. С. 57–64.

Хотылев О.В., Балушкина Н.С., Вишневская В.С. и др. Модель формирования радиоляритовых слоев в баженовской свите Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 1. С. 89–95.

Статья поступила в редакцию 15.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 553.41: 552.11
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-91-103

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕНЕРАЦИИ НЕФТИ ПОРОДАМИ, ОБОГАЩЕННЫМИ ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Мария Александровна Большакова[1], Игорь Владимирович Кувинов[2], Елена Юрьевна Макарова[3], Полина Григорьевна Зотова[4], Андрей Юрьевич Бычков[5], Наталия Владимировна Пронина[6], Елена Владимировна Козлова[7], Ирина Мироновна Натитник[8], Виктор Васильевич Мальцев[9], Елизавета Викторовна Савельева[10], Вячеслав Борисович Скорев[11]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.bolshakova@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0001-9240-291X
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kuwin-igor@yandex.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lenamakarova87@yandex.ru, https://orcid.org/0000-0003-1324-9107
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; polinalisiano@gmail.com
[5] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; andrewbychkov66@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-2560-6423
[6] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nvproncl@mail.ru
[7] Сколковский институт науки и технологий, Москва, Россия; e.kozlova@skoltech.ru
[8] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; inatitnik@yandex.ru
[9] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; 1950vvma@gmail.com
[10] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nick.mormot@yandex.ru
[11] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; skorevip@mail.ru

Аннотация. Проведено экспериментальное моделирование генерации нефти различными породами, содержащими концентрированное органическое вещество континентального происхождения. Показано, что генерация нефти происходит при нагреве органического вещества вне зависимости от его мацерального состава. Показана сопоставимость изменений состава и свойств органического вещества при замкнутом пиролизе с естественными изменениями состава и свойств органического вещества пород при катагенезе. Приведено сравнение генерационного потенциала континентального органического вещества различного мацерального состава.

Ключевые слова: генерация, уголь, органическое вещество, пиролиз

Для цитирования: *Большакова М.А., Кувинов И.В., Макарова Е.Ю., Зотова П.Г., Бычков А.Ю., Пронина Н.В. Козлова, Е.В., Натитник И.М., Мальцев В.В., Савельева Е.В., Скорев В.Б.* Экспериментальное моделирование генерации нефти породами, обогащенными органическим веществом континентального происхождения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 91–103.

EXPERIMENTAL MODELING OF OIL GENERATION BY SOURCE ROCKS ENRICHED WITH CONTINENTAL ORGANIC MATTER

Maria A. Bolshakova[1], Igor V. Kuvinov[2], Elena Yu. Makarova[3], Polina G. Zotova[4], Andrey Ju. Bychkov[5], Natalia V. Pronina[6], Elena V. Kozlova[7], Irina M. Natitnik[8], Victor V. Maltsev[9], Elizaveta V. Savelieva[10], Vyacheslav B. Skorev[11]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; m.bolshakova@oilmsu.ru, https://orcid.org/0000-0001-9240-291X
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kuwin-igor@yandex.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lenamakarova87@yandex.ru, https://orcid.org/0000-0003-1324-9107
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; polinalisiano@gmail.com
[5] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; andrewbychkov66@mail.ru, https://orcid.org/0000-0003-2560-6423
[6] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nvproncl@mail.ru
[7] Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow, Russia; e.kozlova@skoltech.ru
[8] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; inatitnik@yandex.ru
[9] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; 1950vvma@gmail.com
[10] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nick.mormot@yandex.ru
[11] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; skorevip@mail.ru

Abstract. Experimental modeling of oil generation processes by source rocks containing concentrated organic matter of continental origin is carried out. It is shown that oil was generated when organic matter is heated, regardless of its maceral composition. The comparability of changes in the composition and properties of organic matter during closed pyrolysis with natural changes in the composition and properties of organic matter of rocks during catagenesis is shown. A comparison of the generation potential of continental organic matter of different maceral composition is given.

Keywords: generation, coal, organic matter, pyrolysis

For citation: Bolshakova M.A., Kuvinov I.V., Makarova E.Yu., Zotova P.G., Bychkov A.Yu., Pronina N.V., Kozlova E.V., Natitnik I.M., Maltsev V.V., Savelieva E.V., Skorev V.B. Experimental Modeling of Oil Generation by Source Rocks Enriched with Continental Organic Matter. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 91–103. (In Russ.).

Введение. Уголь — твердое горючее ископаемое, осадочная горная порода, содержащая высокие концентрации органического вещества, преимущественно из высших растений. В процессе литификации изменение углей от бурых вплоть до антрацитов связано с катагенетическим изменением органического вещества (ОВ), в результате чего образуются углеводородные соединения (нефть, газ), что позволяет рассматривать уголь в осадочно-породном бассейне как нефтегазоматеринские породы. Традиционно генерационный потенциал углей считается относительно невысоким — до 300 мгУВ/гТОС [Tissot, Welte, 1984]. С органическим веществом углей связывают в первую очередь газогенерацию, хотя многие исследования демонстрировали и способность углей к генерации нефти [Snowdon, 1991].

Цель данной работы — исследовать генерационный потенциал органического вещества, предшественником которого являлось вещество высшей растительности.

Актуальность выполненных исследований связана с изучением влияния на генерационный потенциал мацерального состава углей, так как он отражает исходное вещество растительности. Предполагается исследовать разницу генерационного потенциала углей, и то, как будет протекать главная фаза нефтегазообразования в катагенезе.

Подобные исследования практически не проводились для российских углей, а такая информация является ключевой при прогнозе нефтегазоносности бассейнов, в которых распространены угленосные формации.

Для достижения поставленной цели авторы решали ряд задач (рис. 1):

1. Создание коллекции углей (и других пород с концентрированным органическим веществом (КОВ)) — низкой степени катагенетической преобразованности, разного возраста и генезиса, для проведения исследований и экспериментов.

Рис. 1. Схема проведения экспериментальных и аналитических работ

Рис. 2. Фрагмент геологической карты Азии масштаба 1:5 000 000 с точками отбора образцов [Jishun et al., 2013]

2. Углепетрографические исследования для характеристики мацерального состава углей коллекции.

3. Определение степени преобразованности органического вещества пород коллекции.

4. Проведение лабораторного моделирования катагенетического созревания ОВ исследуемых пород.

5. Характеристика генерационного потенциала пород коллекции.

Рабочая коллекция. Было собрано две разные коллекции образцов, с которыми были проведены различные экспериментальные исследования (рис. 2).

Коллекция 1. Коллекция образцов, содержащих концентрированное органическое вещество, предшественниками которого было вещество высшей растительности. Образцы подбирались таким образом, чтобы в их составе содержание группы мацералов липтинита варьировалось от максимальных до минимальных значений (таблица, рис. 3).

Коллекция 2. Рабочая коллекция второго этапа работы включает образцы углей с высоким содержанием мацералов группы липтинита для демонстрации возможности генерации жидких углеводородов (УВ) и охватывает возрастной диапазон от перми до неогена:

1) угленосные отложения пермского возраста (рис. 4, *а*) из Печорского УБ (возраст P_{2-3}sl), были отобраны в северо-восточной части бассейна из обнажений на р. Сырьяга. Для эксперимента выбирались угли с повышенным содержанием липтинита в составе (до 18%).

Выбор данных углей обоснован высокими значениями содержания липтинита в составе и зафиксированными случаями нефтепроявления в шахтах в пределах Воркутской мульды. К сожалению, угли несколько преобразованы — 437 °С по показателю T_{max} (стадии $МК_2$–$МК_3$) и характеризуются низкими значениями HI — 98 мгУВ/гТОС, в связи с чем в ходе работы будет изучена остаточная генерационная способность данных углей.

2) угли палеогенового возраста (рис. 4, *б*), отобранные из обнажений в пределах локального углепроявления в районе поселка городского типа Тикси. Угли представляют интерес из-за своего необычного состава — в структуре угля имеются включения янтаря (до 15% об.), достигающие в диаметре 2–3 мм. Угли бурые, со значением 411 °С по показателю T_{max} и 274 мгУВ/гТОС по HI.

3) угли неогенового возраста (рис. 4, *в*), отобранные из буроугольного карьера Билина в Северо-Чешском (Мостецком) буроугольном бассейне. Данные угли также имеют повышенное содержание липтинита в мацеральном составе (до 20%), что обуславливает их потенциал к генерации УВ. По пиролитическим показателям уголь имеет 411 °С по показателю T_{max} и повышенные значения по HI — 433 мгУВ/гТОС, что соответствует ОВ II типа.

Методы исследования. В рамках ***первого этапа*** данной работы решалась задача экспериментально доказать способность ОВ III типа генерировать жидкие УВ, а также оптическими и геохимическими методами оценить изменение ОВ в процессе катагенетического созревания, моделируемого в лабораторных условиях.

Для решения поставленных задач была разработана методика эксперимента, основой которой являются пиролитические методы исследования ОВ: пиролиз на установке Hawk с использованием метода Bulk Rock и гидропиролиз, методика которого будет подробно расписана далее. Вспомогательные методы исследования ОВ — углепетрография, проводимая на приборе QD1302 — Craic Technologies согласно ГОСТу 12113-94 (ISO 7404-5) и газовая хроматография на базе газового хроматографа Agilent 6890B, снабженного масс-спектрометром Agilent 5977A MSD. Схема комплекса исследований описана далее:

Рис. 3. Образцы рабочей коллекции для первого этапа работ: *а* — угли из Печорского УБ, *б* — аргиллиты из Печорского УБ, *в* — гагат из обнажения на о. Сахалин, *г* — янтарь из обнажения Калининградской области

Таблица

Коллекция образцов № 1

№ п/п образца	Литология	Место отбора	Возраст	Мацеральный состав, %			
				Vt	SVt	Lt	I
1	уголь	Печорский угольный бассейн (УБ)	P_1kg	35	5	25	35
2	углистый аргиллит	Печорский угольный бассейн	P_1kg	2	20	0	78
3	гагат	обнажение на о. Сахалин	Pg	50	0	50	0
4	янтарь	обнажение Калининградская область	Pg	0	0	100	0

1. *Предварительные исследования.* По отобранным образцам проводятся пиролиз и углепетрография, чтобы оценить непреобразованный образец.

2. *Водный пиролиз (гидропиролиз (hydrous pyrolysis)).* Это метод повышения катагенетической зрелости пород в лабораторных условиях при постоянных высоких температурах до 350 °C. Проведение гидропиролиза пород — один из вариантов экспериментального моделирования катагенетического преобразования ОВ [Гордадзе, 1994; Lewan, 1985].

В ходе эксперимента отбирается проба из одного или нескольких цельных кусочков общей массой 2 г и помещается в титановый автоклав объемом 10 мл. Для создания давления, имитирующего пластовое, в автоклав добавляется 5 мл дистиллированной воды, после чего автоклав герметично закрывается и ставится в печь на 300 °C. Температура эксперимента выбрана оптимальная, так как при температурах 100–200 °C процессы генерации УВ идут медленно и не хватает энергии для разрушения прочных межмолекулярных связей [Гордадзе, 2002], а при температурах выше 350 °C начинаются процессы вторичного крекинга, о чем свидетельствует выделение углекислого газа [Гордадзе, 2002; Бычков и др., 2015].

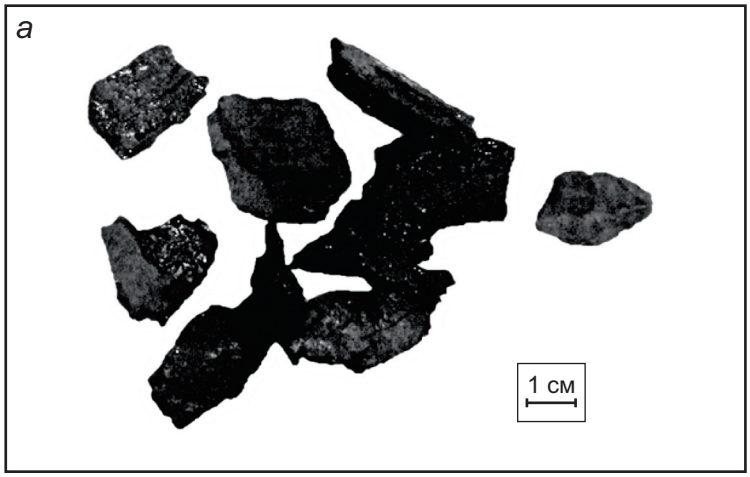
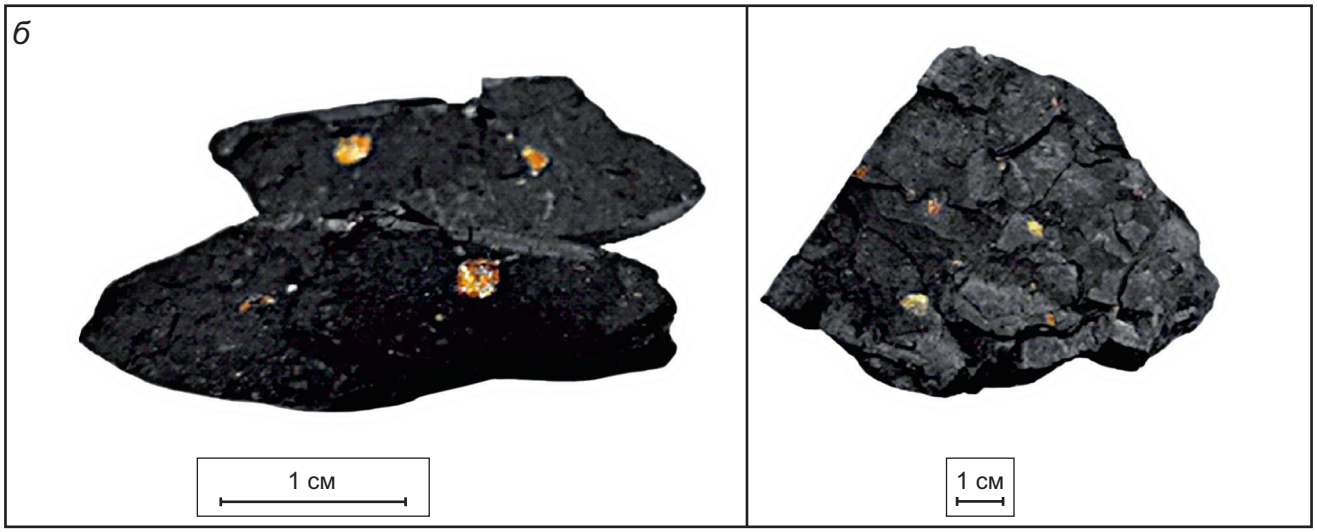


Рис. 4. Образцы рабочей коллекции для второго этапа работ: *а* — угли из Печорского УБ, *б* — угли из углепроявления в районе Тикси, *в* — угли из Северо-Чешского УБ; масштабная линейка равна 1 см



При температуре 300 °С в автоклаве устанавливаются условия, благоприятные для генерации УВ. По истечении 6 дней эксперимент прерывается.

Для отбора сгенерированных УВ автоклав вынимается из печи, резко остужается и открывается. Смесь воды со сгенерированными УВ сливается через край автоклава в специальную пробирку для дальнейшего разделения на УВ и воду.

Для разделения полученной смеси воды с УВ в пробирку добавляют избыточное количество растворителя (гексана), после чего растворитель вытягивает из смеси все УВ, устанавливается двухфазная среда (растворитель с УВ и вода) и воду убирают при помощи делительной воронки. После выпаривания растворителя получают массу сгенерированных УВ.

3. *Заключительные исследования.* По сгенерированному флюиду проводится ГЖХ, а по преобразованному образцу — пиролиз и углепетрография, что позволяет оценить, как исследуемый образец преобразовался в процессе эксперимента.

Второй этап работы направлен на максимальную реализацию своего генерационного потенциала образцами углей с повышенным содержанием мацералов группы липтинита в процессе гидропиролиза. Для этого методика была модифицирована следующим образом.

1. Отбор образцов для исследований.

Для корректного составления рабочей коллекции было проведено макроописание и пиролиз Rock-Eval.

Критериями отбора были:

1) зрелость образца, так как для наиболее полного исследования генерационной способности необходим наименее преобразованный образец;

2) TOC (содержание органического углерода, масс.%) — отбирались образцы с наибольшим содержанием ОВ;

3) HI (водородный индекс, мгУВ/гУВ) — по показателю водородного индекса отбирались наиболее перспективные для генерации УВ образцы (чем выше показатель HI, тем выше перспективность);

4) OI (кислородный индекс, мгCO_2/гTOC) — так как в рабочей коллекции присутствовали образцы из обнажений, по кислородному индексу отбирались наименее окисленные образцы.

2. Гидропиролиз. Масса образца была увеличена до 15–20 г. Также образец дробится до фракции 2 мм и меньше для повышения активной площади поверхности и дальнейшего удобного забора части вещества в ходе эксперимента.

Образец помещается в титановый автоклав объемом 100 мл. Для создания давления, имитирующего пластовое, в автоклав добавляется 60 мл дистиллированной воды, после чего автоклав герметично закрывается и ставится в печь на 300 °С.

Далее эксперимент неоднократно прерывается для отбора сгенерированных УВ и небольшой части образца (не больше 0,5 г) для последующих исследований пиролитическими методами.

Для отбора сгенерированных УВ автоклав вынимается из печи, резко остужается и открывается. Смесь воды со сгенерированными УВ сливается через край автоклава в специальную пробирку для дальнейшего разделения на УВ и воду. После чего отбирается небольшая часть образца, в автоклав доливают 60 мл новой дистиллированной воды, герметично закрывают и продолжают эксперимент.

Эксперимент приостанавливался для того, чтобы отобрать сгенерированные флюиды по следующей схеме:

Начало — 3 ч — 3 ч — 6 ч — 12 ч — 24 ч — 24 ч — … — 24 ч — 48 ч –…– 48 ч — конец эксперимента.

Эксперимент заканчивается, когда выход сгенерированных УВ уменьшается до значений, соизмеримых с погрешностью весов (0,0001 г). обычно это занимает более 30 дней.

Разделение полученной смеси воды с УВ происходит так же, как и в первом этапе, но теперь результатом является масса сгенерированных УВ за один этап эксперимента.

В конце эксперимента из автоклава полностью достается оставшийся образец, по которому проводятся также пиролитические исследования. Таким образом в ходе эксперимента мы получаем следующие данные:

– массу сгенерированных УВ за каждый цикл эксперимента;

– геохимические (пиролитические) показатели для образца на каждом цикле, по которым можно проанализировать геохимическое преобразование ОВ;

– сам сгенерированный флюид и образец после эксперимента, которые можно изучать дополнительными геохимическими методами.

Результаты исследования. ***Первый этап.*** Все образцы сгенерировали жидкие УВ в процессе эксперимента. Изменение ОВ можно геохимически проследить при помощи пиролитических показателей и модифицированной диаграммы Ван–Кревеллена (рис. 5).

Уголь (с исходным HI — 78 мгУВ/гTOC) произвел 3,7 мгУВ/гTOC. T_{max} увеличился с 453 до 460 °С — органическое вещество угля было исходно преобразовано, что возможно объясняет слабую генерацию.

Аргиллит с самым низким исходным HI — 34 мгУВ/гTOC произвел 24,8 мгУВ/гTOC. T_{max} увеличился с 470 до 514 °С. Малые объемы генерации могут быть связаны с большой долей инертинита в исходном веществе и высокой исходной зрелостью.

Янтарь (исходный HI > 900 мгУВ/гTOC) сгенерировал 596 мгУВ/гTOC. Органическое вещество реализовало свой потенциал не полностью — T_{max} увеличился с 399 до 422 °С.

Гагат (исходный HI — 245 мгУВ/гTOC) сгенерировал 25,6 мгУВ/гTOC. T_{max} увеличился с 425 до 439 °С — преобразованность соответствует началу нефтяного окна.

Газовая хроматография полученного нефтеподобного вещества показала, что распределение алканов во всех образцах близко к распределению алканов, типичных для природной нефти. В «нефтях» из янтаря и гагата среди н-алканов доминируют четные алканы высокомолекулярной части, что свойственно нефтям из нефтематеринских пород с низкой степенью зрелости; хроматограммы жидких УВ, сгенерированных углем и углистым аргиллитом, имеют вид, типичный для природных нефтей, сгенерированных зрелым органическим веществом II-III типа (максимум приходится на C_{21}), что соответствует типу и зрелости пород, из которых выделилась эта «нефть» при гидропиролизе (рис. 6).

Углепетрографические исследования показали, что облик органического вещества в образцах изменился после эксперимента. В однородных прослоях витринита появляются трещины, заполненные сгенерированным флюидом. Трещины отмечены в аншлифах в двух направлениях (параллельно и по-

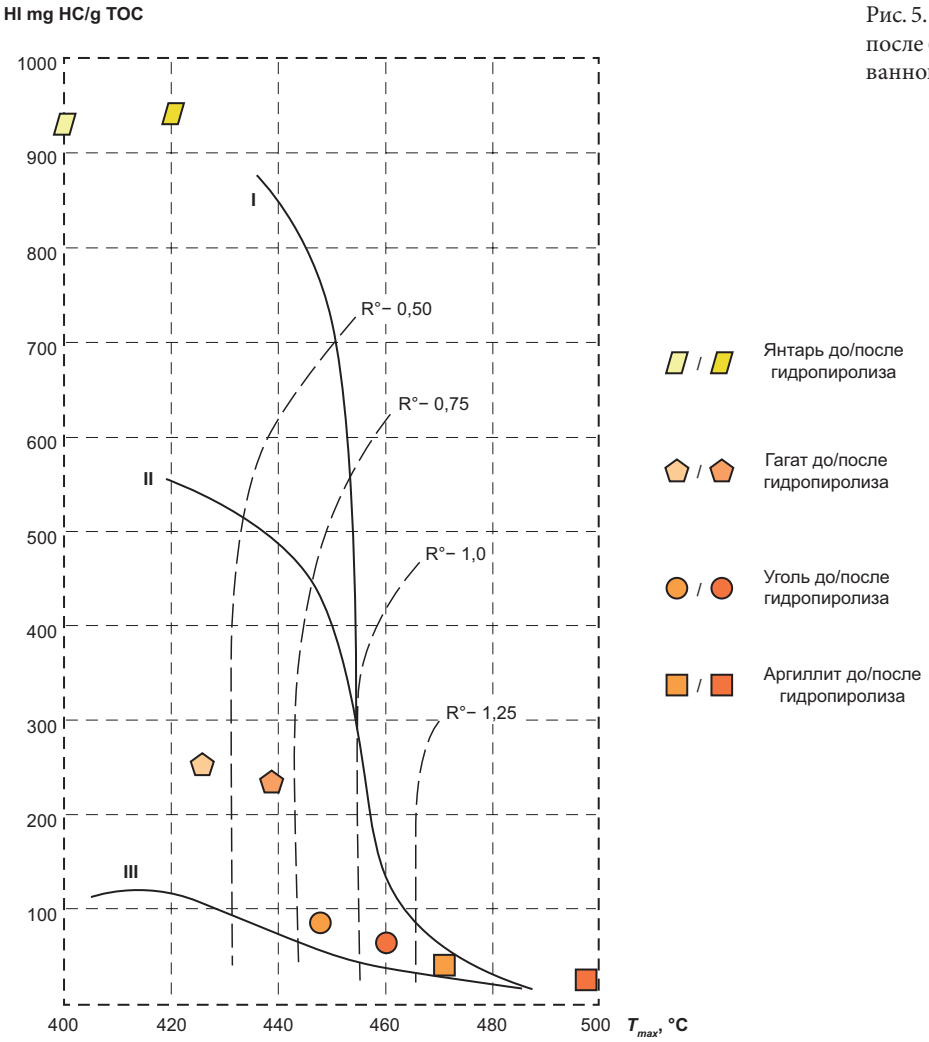


Рис. 5. Результат преобразования ОВ образцов после 6 дней гидропиролиза на модифицированной диаграмме HI–T_{max}

перек напластования), затухают к краям прослоев витринита (рис. 7).

Результаты эксперимента показали, что 6 дней недостаточно для значительной реализации генерационного потенциала образцов, в связи с чем второй этап работы был проведен с более продолжительными сроками (до 34 дней).

Второй этап. 1. Гидротермальное воздействие на образцы высоколиптинтовых углей (пермь, Воркутская мульда, Печора).

Гидропиролиз пермских углей из Печорского угольного бассейна (P_{2-3}sl) длился 32 дня. За это время генерационная способность образца составила 1,24 мгУВ/г породы — хороший показатель, учитывая, что порода уже была довольно зрелой. На графике генерации УВ соединений от времени видно, что закономерность генерации носит сложный характер — выход лабораторно сгенерированной нефти колеблется в диапазоне 0,01 до 0,1 мгУВ/г породы и период колебания составляет 1–2 дня (рис. 8). Пик генерации приходится на 12 день эксперимента и составляет 0,24 мг УВ/г породы. На 20 и 28 день наблюдается отсутствие выхода УВ, свидетельствующее о практически полном истощении генерационного потенциала образца.

Угли продемонстрировали относительно хорошую генерационную способность. В процессе искусственного созревания порода преобразовалась со значения 437 до 452 °C по T_{max} (конец $МК_3$), но водородный индекс практически не изменился — 98–89 мгУВ/гТОС (рис 9). Тренд, наблюдаемый на диаграмме плохо выражен, но соответствует тренду характерному для III типа ОВ. Из-за исходно низких показателей HI и значительной исходной степени зрелости широкого диапазона изменения параметров HI и T_{max} на графике (рис. 9) не наблюдается.

2. Гидротермальное воздействие на угли с янтарем (палеоген, Тикси).

По углям из района Тикси (Pg) длительность эксперимента составила 34 дня. За это время генерационная способность образца составила 6,2 мгУВ/г породы, что является очень высоким показателем для ОВ III типа. Диаграмма генерации УВ в течение эксперимента показывает, что пик генерации распространяется практически на все время эксперимента и заканчивается только к 30–34 дню (рис. 10), но при этом имеет малые объемы генерации. Наибольший временной промежуток генерации и малые объемы выхода УВ соответствуют ОВ III типа. Максимумы генерации наблюдаются на 6 и 9 день эксперимента

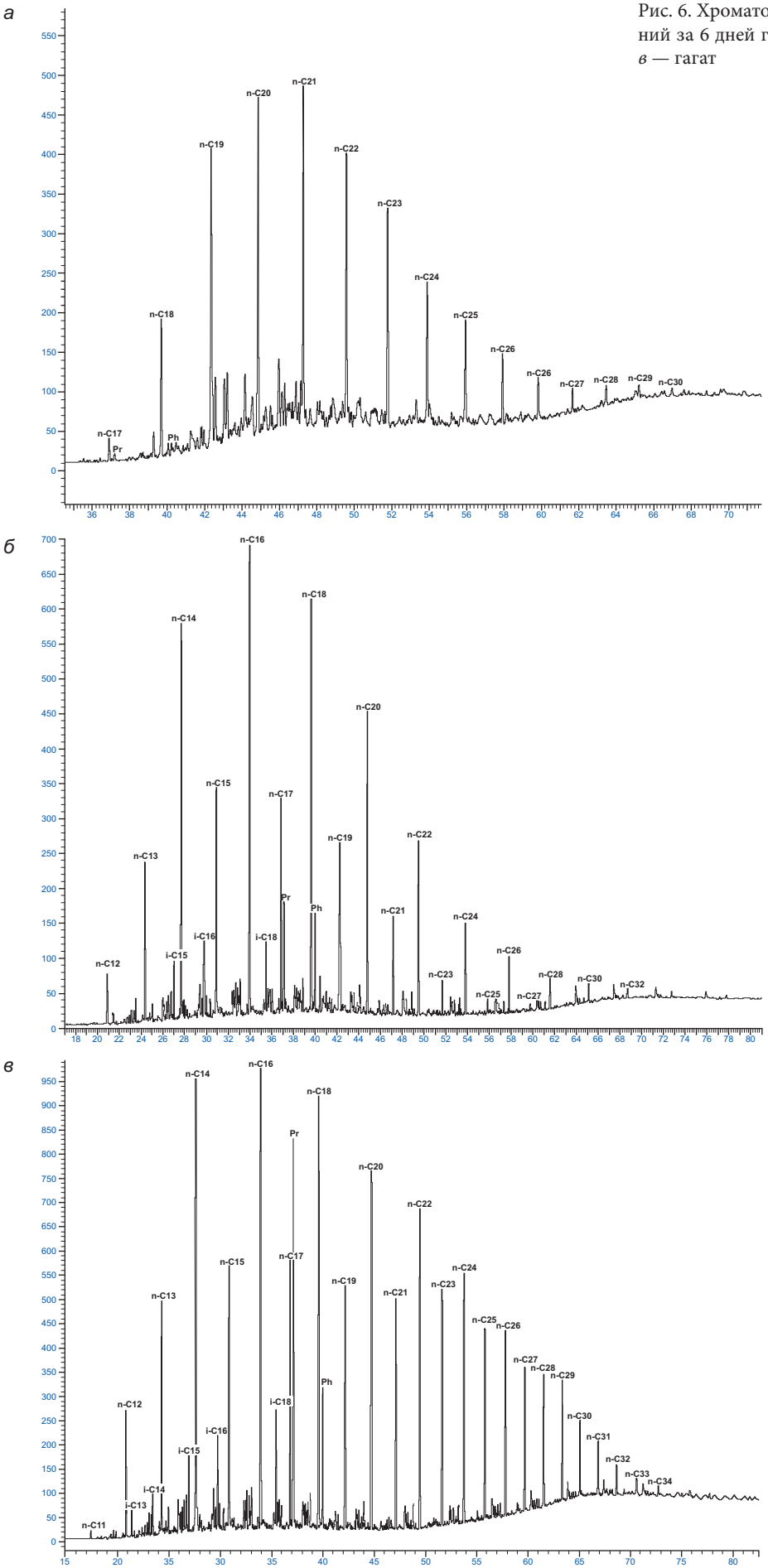


Рис. 6. Хроматограммы сгенерированных УВ соединений за 6 дней гидропиролиза. *а* — уголь, *б* — янтарь, *в* — гагат

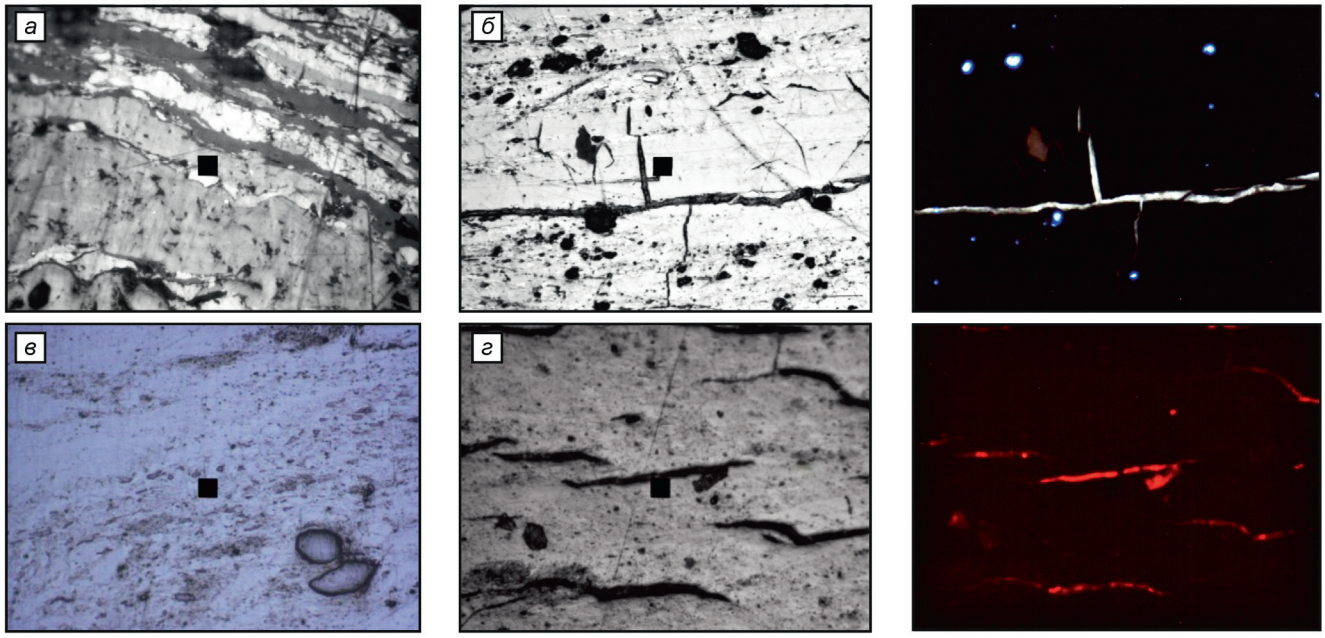


Рис. 7. Изменение внешнего вида ОВ в процессе гидропиролиза. Уголь (*а*) и гагат (*в*) — до гидропиролиза и уголь (*б*) и гагат (*г*) — после гидропиролиза в обычном (фото слева) и УФ (фото справа) свете

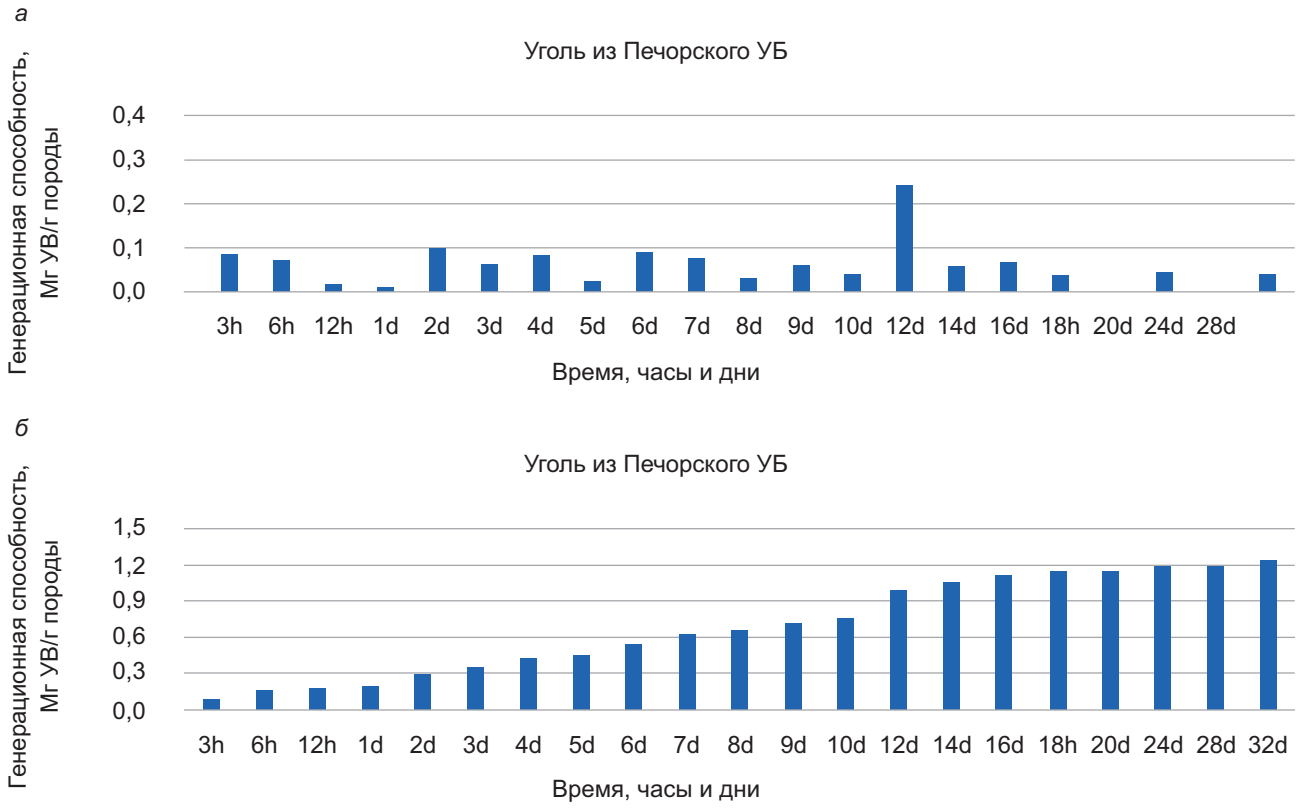


Рис. 8. Диаграмма генерации УВ соединений образцами углей Воркутского района: *а* — по циклам, *б* — кумулятивная

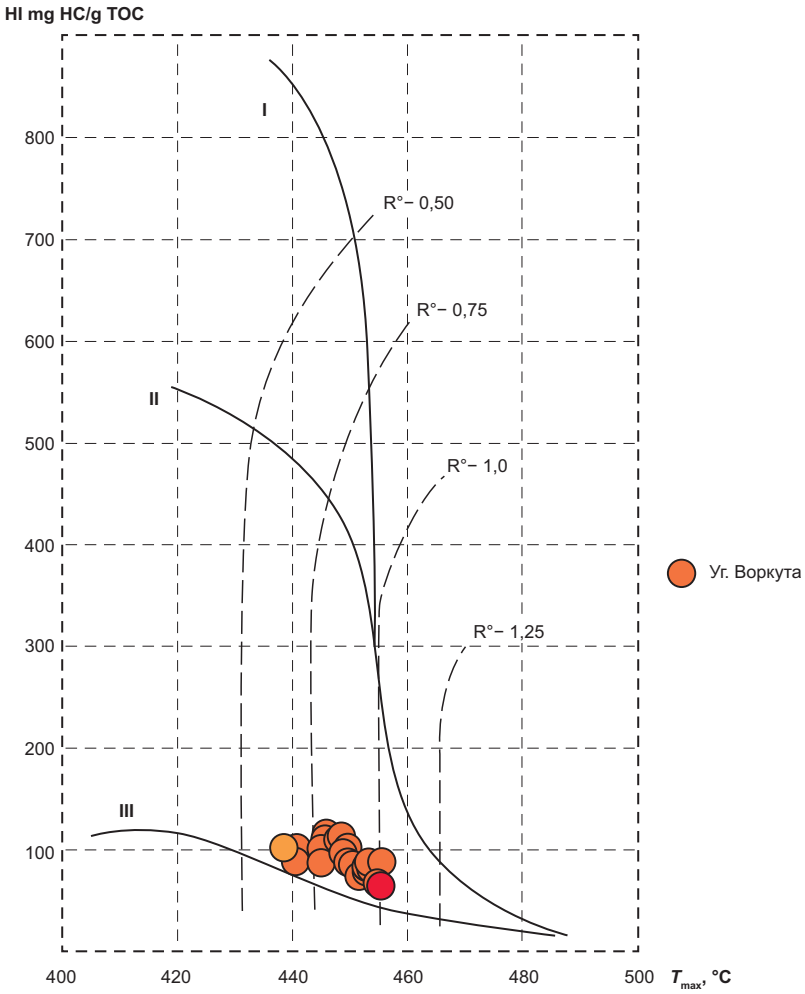


Рис. 9. Изменения пиролитических характеристик ОВ угля из Печорского УБ в процессе гидропиролиза (за 32 дня) на модифицированной диаграмме Ван-Кревелена

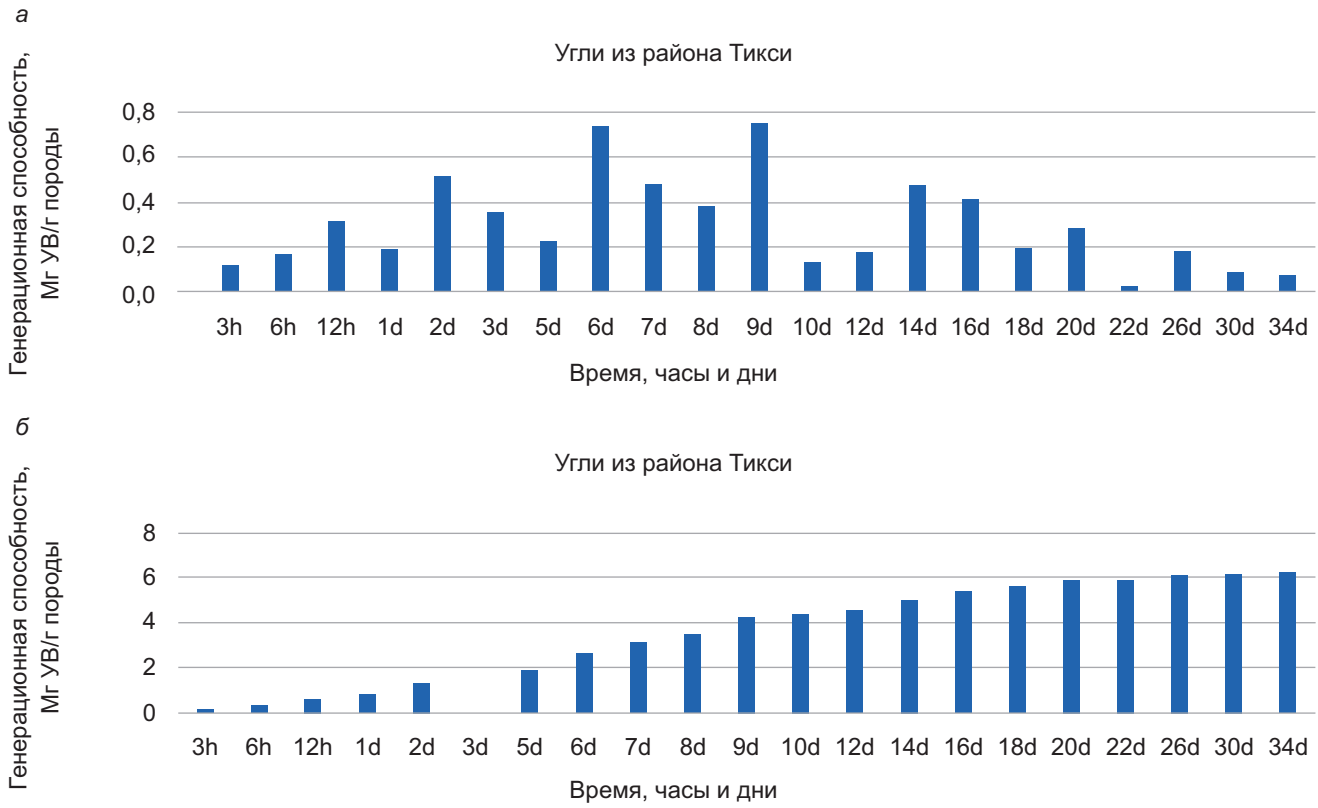


Рис. 10. Диаграмма генерации УВ образцами углей района Тикси: *а* — по циклам, *б* — кумулятивная

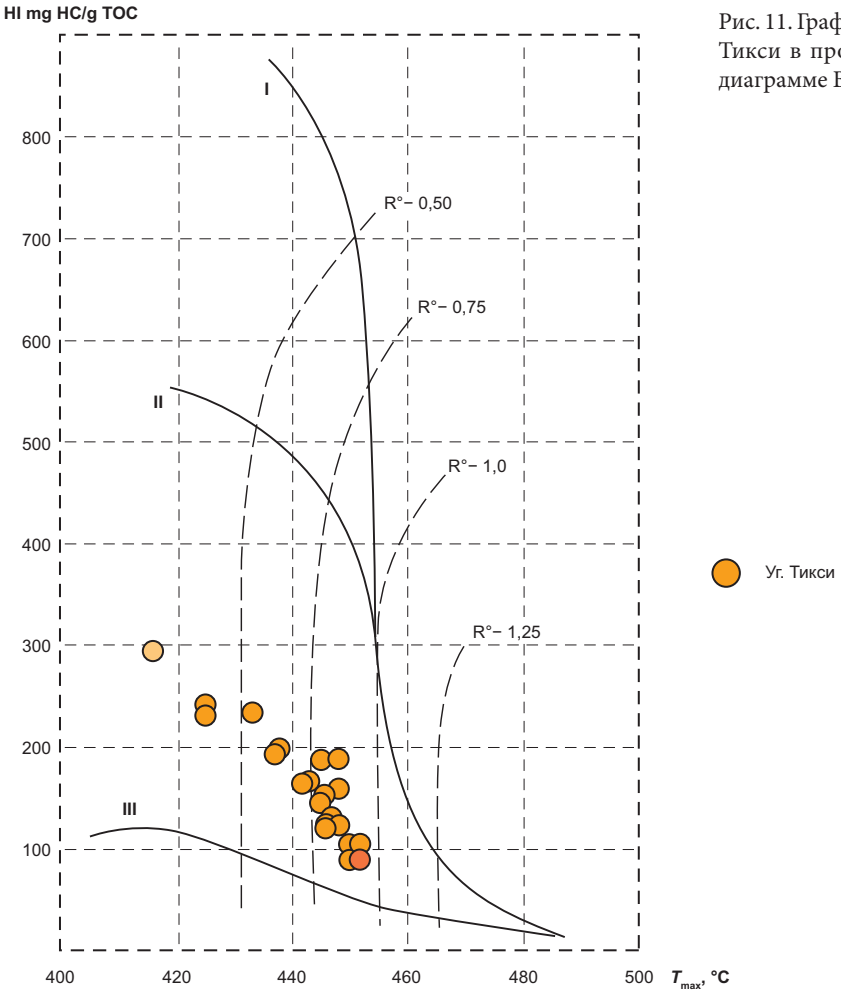


Рис. 11. График изменения ОВ палеогеновых углей из района Тикси в процессе гидропиролиза на модифицированной диаграмме Ван-Кревеллена

и составляют всего лишь 0,74 мгУВ/г породы. Общая закономерность генерации с колебаниями с периодом 1–2 дня наблюдается и в данном эксперименте.

Угли продемонстрировали прекрасную генерационную способность для ОВ III типа. В процессе эксперимента порода значительно преобразовалась, значения T_{max} изменились с 415 по 450 °С (ПК — начало $МК_3$), водородный индекс также изменился сильно — с 246 до 89 мгУВ/гТОС. Тренд преобразования, наблюдаемый на диаграмме выражен хорошо и соответствует тренду III типа ОВ с небольшим отклонением к тренду, типичному для II типа ОВ, что объясняется наличием включений янтаря (рис. 11).

3. Гидротермальное воздействие на бурые угли (неоген, Северо-Чешский УБ).

Эксперимент по углям Билинского района длился 34 дня. Генерационная способность образца высокая для углистого ОВ — 5,56 мгУВ/г породы. На диаграмме генерации УВ отчетливо выделяются 2 пика генерации (рис. 12), первый из которых отмечается с 6 часов по 7 день эксперимента, а второй — с 10 дня по 22. Наличие 2 пиков генерации связано с различным ОВ, которое начинает генерировать УВ в разное время. Максимум генерации в 1 пике приходится на 12 часов эксперимента (0,6 мгУВ/г породы), а во втором пике — на 14 день (0,36 мгУВ/г породы). Общие объемы генерации низкие, характерные для ОВ III типа. Общая закономерность генерации колебаниями с периодом 1–2 дня наблюдается и в данном эксперименте, но не так выраженно, как в остальных.

Угли продемонстрировали хорошую генерационную способность для углистого ОВ. Катагенетические изменения угля Билины являются самыми широкими, значения T_{max} изменились с 411 до 500 °С (ПК — начало $МК_3$), изменения в водородном индексе говорят о том, что уголь практически исчерпал свои генерационные возможности в ходе эксперимента: HI снизился с 433 до 44 мгУВ/гТОС. Тренд преобразования, наблюдаемый на диаграмме выражен плохо и является переходным между трендами для ОВ III и II типа, что объясняется смешенным составом ОВ угля (рис. 13). Возможно и влияние на пиролитические параметры (HI) присутствие растворимой части ОВ в некоторых образцах.

Выводы. Органическое вещество, предшественником которого являлась высшая растительность, способно преобразовываться с выделением нефти, даже если в мацеральном составе отсутствует группа липтинита. Однако, чем выше доля этой группы мацералов, тем выше объемы генерации жидких углеводородов.

Газо-жидкостная хроматография полученного нефтеподобного вещества показала, что сгенерированный в лабораторных условиях флюид соответ-

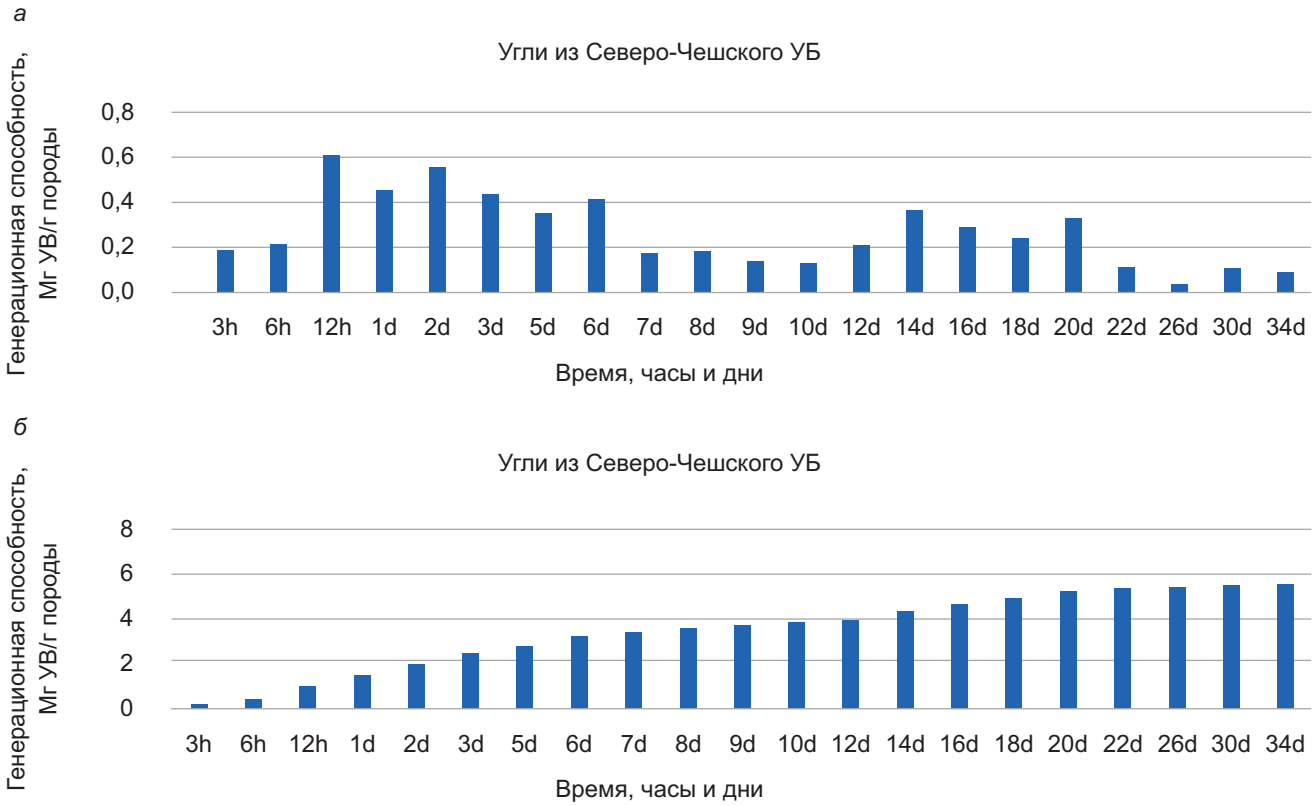


Рис. 12. Диаграмма генерации УВ образцами углей из Северо-Чешского УБ: *а* — по циклам, *б* — кумулятивная

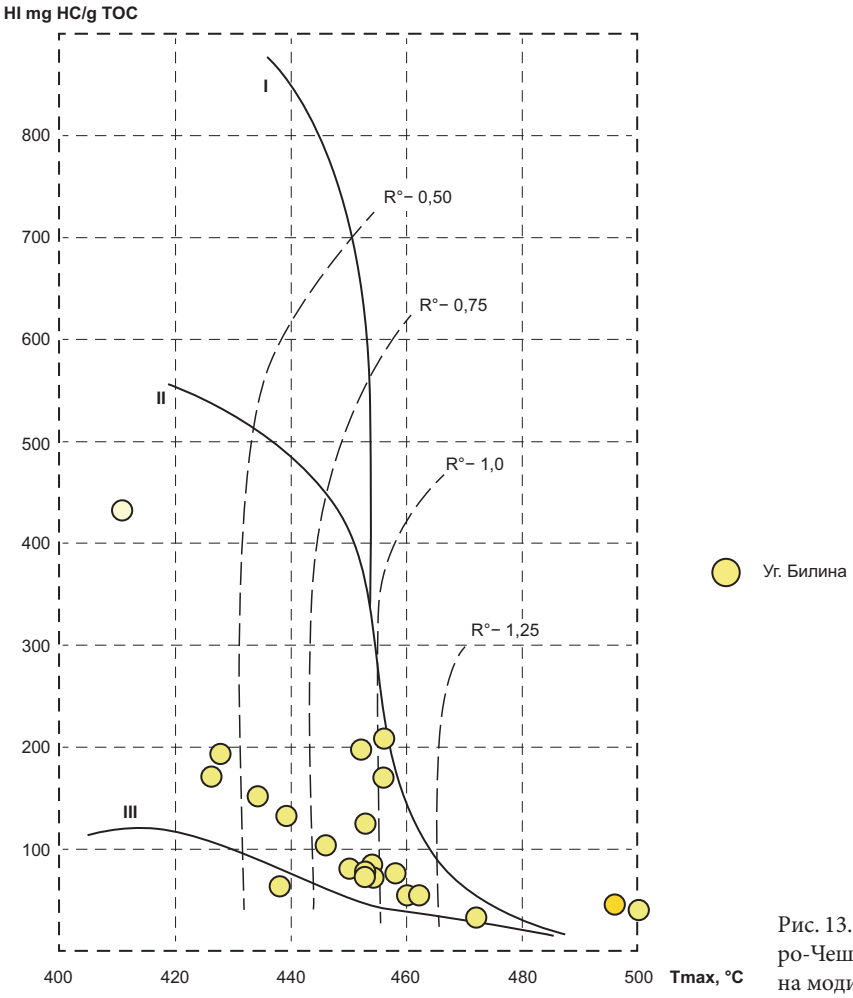


Рис. 13. График изменения ОВ неогеновых углей Северо-Чешского УБ (уг. Билина) в процессе гидропиролиза на модифицированной диаграмме Ван-Кревеллена

ствует флюиду, генерирующемуся в естественных условиях в земной коре.

С помощью углепетрографии было продемонстрировано изменение ОВ в процессе катагенетического преобразования — в однородных прослоях витринита появляются трещины, заполненные сгенерированным флюидом. Трещины однонаправлены напластованию и затухают к краям прослоев витринита.

Эксперименты с длительным нагреванием породы показали, что гумусовое ОВ способно генерировать большой объем жидких углеводородов, а также, что генерационный потенциал в одинаковых условиях реализуется неравномерно.

Благодарности. Коллектив авторов выражает благодарность Е.А. Бакай и О.С. Котик за предоставление уникальных образцов для рабочей коллекции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бычков А.Ю., Калмыков Г.А., Бугаев И.А. и др. Экспериментальные исследования получения углеводородных флюидов из пород баженовской свиты при гидротермальном воздействии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 4. С. 34–39.

Гордадзе Г.Н., Соломатина И.П. Термолиз керогена как метод исследования нефтематеринских толщ // Геология нефти и газа. 1994. № 8. С. 41–48.

Гордадзе Г.Н. Термолиз органического вещества в нефтегазопоисковой геохимии. М.: ИГиРГИ, 2002. 336 с.

Jishun Ren, Baogui Niu, Jun Wang, et al. Advances in research of Asian geology — A summary of 1:5 M International Geological Map of Asia project // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. Vol. 72. P. 3–11.

Lewan M.D., MacKenzie A.S., Durand Brenda, et al. Evaluation of Petroleum Generation by Hydrous Pyrolysis Experimentation: Discussion // Philosophical Transactions A. 1985. Vol. 315. N 1531. P. 132–134.

Tissot B.P., Welte D.H. Petroleum formation and occurrence // Springer-Verlag. 1984. 720 p.

Snowdon L.R. Oil from type III organic matter; resinite revisited // Organic Geochemistry. 1991. Vol. 17. P. 743–747.

Статья поступила в редакцию 02.06.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК. 553.078; 551.43(551.24)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-104-115

ПРИМЕНЕНИЕ ИННОВАЦИОННЫХ МЕТОДИК СПЕКТРАЛЬНОГО И СТРУКТУРНОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ И ПОИСКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ АУМИНЗАТАУ-БЕЛЬТАУСКОГО РУДНОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН)

Акрам Байрамович Гоипов[1], Шокир Исломович Ахмадов[2], Александр Вениаминович Тевелев[3], Зайниддинхон Мухторхонович Мусахонов[4], Рафис Ильдарович Мирсаяпов[5]

[1] Институт минеральных ресурсов, Ташкент, Узбекистан; akram.goipov7@gmail.com
[2] Институт минеральных ресурсов, Ташкент, Узбекистан; shokirbekaxmadov@gmail.com
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия; atevelev@yandex.ru
[4] Институт минеральных ресурсов, Ташкент, Узбекистан; zmmusaxonov@mail.ru
[5] Институт минеральных ресурсов, Ташкент, Узбекистан; rafismirsayapovsd@gmail.com

Аннотация. За последние тридцать лет развитие космических технологий и получение цифровой информации показало, что применение материалов спутникового зондирования земной поверхности в геологии является достоверным и эффективным методом. Особое значение при проведении геолого-поисковых и прогнозных работ на территории Ауминзатау-Бельтауского рудного района Республики Узбекистан имеет автоматизированный метод обработки космических снимков различных диапазонов для определения оптимальных мест локализации золотого оруденения.

***Ключевые слова*:** Landsat-7-8, Aster, Sentinel-2A, золоторудные месторождения, рудные тела, линеаментный анализ, структуры, разломы

Для цитирования: *Гоипов А.Б., Ахмадов Ш.И., Тевелев А.В., Мусахонов З.М., Мирсаяпов Р.И.* Применение инновационных методик спектрального и структурного дешифрирования для решения геологических задач и поиска месторождений (на примере Ауминзатау-Бельтауского рудного района Республики Узбекистан) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 104–115.

APPLICATION OF INNOVATIVE METHODS OF SPECTRAL AND STRUCTURAL INTERPRETATION TO SOLVING GEOLOGICAL PROBLEMS AND SEARCHING FOR DEPOSITS (BASED ON THE EXAMPLE OF AUMINZATAU-BELTAU ORE DISTRICT OF THE REPUBLIC OF UZBEKISTAN)

Akram B. Goipov[1], Shokir I. Akhmadov[2], Alexander V. Tevelev[3], Zainiddinkhon M. Musakhonov[4], Rafis I. Mirsayapov[5]

[1] Institute of Mineral Resources, Tashkent, Uzbekistan; akram.goipov7@gmail.com
[2] Institute of Mineral Resources, Tashkent, Uzbekistan; shokirbekaxmadov@gmail.com
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; “Geopoisk” Ltd., Chelyabinsk, Russia; atevelev@yandex.ru
[4] Institute of Mineral Resources, Tashkent, Uzbekistan; zmmusaxonov@mail.ru
[5] Institute of Mineral Resources, Tashkent, Uzbekistan; rafismirsayapovsd@gmail.com

Abstract. Over the past thirty years, the development of space technologies and the acquisition of digital information have shown that the use of satellite sensing materials in geology is a reliable and effective method. A special role in carrying out geological prospecting and forecasting work on the territory of the Auminzatau-Beltau ore region of the Republic of Uzbekistan by the automated method of processing satellite images of various ranges is important for identifying the optimal location of gold mineralization. Target. Identification of a zone of hydrothermal alteration and a favorable position of gold mineralization.

***Keywords*:** Landsat-7-8, Aster, Sentinel-2A, gold deposits, ore, bodies Lineament analysis, structures, fault

For citation: Goipov A.B., Akhmadov Sh.I., Tevelev A.V., Musakhonov Z.M., Mirsayapov R.I. Application of innovative methods of spectral and structural interpretation to solving geological problems and searching for deposits (based on the example of Auminzatau-Beltau ore district of the Republic of Uzbekistan). *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 104–115. (In Russ.).

Введение. В настоящее время Центральные Кызылкумы, благодаря выявленным крупнейшим золоторудным месторождениям, в первую очередь Мурунтау, Кокпатас и Даугызтау, являются ведущим рудным регионом Республики Узбекистан по запасам и добыче золота. С 1967 г. был введен в эксплуатацию уникальный Мурунтауский золотодобывающий комплекс на базе месторождения Мурунтау, промышленная добыча началась 21 июля 1969 г.

Территорией исследования является Ауминзатау-Белтауский рудный район, расположенный в пределах Кызылкум-Нуратинского сегмента Южного Тян-Шаня. В основании палеозойского разреза залегают отложения, представленные снизу вверх вулканогенно-терригенно-кремнистой (ауминзинская и тасказганская свиты) и флишоидной (бесапанская свита) формациями раннепалеозойского возраста; выше с незначительным перерывом и угловым несогласием залегают отложения карбонатной формации нижнего-среднего девона.

Характерной особенностью Ауминзатау-Белтауского района является проявление как древних доорогенных, продольных, так и поперечных наложенных позднеорогенных структур. В соответствии с этим позиция района в структуре Кызылкумской золотоносной провинции определяется пересечением древних по заложению и достаточно протяженных складчато-разрывных структур Ауминза Белтауского антиклинория субширотной ориентировки с Ясвай-Даугызтауской поперечной наложенной зоной дислокации близмеридионального простирания. Подобная приуроченность рудного района к участку пересечения крупных региональных структур предопределяет позицию и особенности внутреннего строения расположенных здесь рудных полей.

В последнее время во многих регионах мира наблюдается активное использование дистанционных методов при проведении геологоразведочных работ. Landsat-8 и Sentinel-2 являются эффективными и точными инструментами картирования для поиска полезных ископаемых [Adiri, 2016; Amri et al., 2017; Mwaniki et al., 2015].

Дистанционное зондирование дает возможность оптимизировать стратегию и подходы к разведке, выявить новые перспективы и снизить затраты и время на разведку месторождений полезных ископаемых [Ciampalini et al., 2012; Pour, Hashim, 2015]. Каналы VNIR и SWIR космических изображений серии Landsat и Aster [Adiri et al., 2016; Mars, Rowan, 2006], с применением методов обработки изображений [Amri et al., 2017; Ciampalini et al., 2012; Kolawole et al., 2023], таких как композиция ложного цвета (FCC), соотношение полос (BR), анализ главных компонентов (PCA) [Loughlin, 1991], минимальная доля шума (MNF) и картографирование спектрального угла (SAM), широко используются для картирования литологически измененных пород и геологических неоднородностей [Adiri et al., 2016; El Atillah et al., 2019; Гоипов и др., 2020; Goipov et al., 2023; Mwaniki et al., 2015; Pour, Hashim, 2015], выделения линейных структур.

Территория Ауминзатау-Бельтауского рудного района является одной из наиболее перспективных минерально-сырьевых баз Центральных Кызылкумов на золото и серебро. На территории исследования были открыты промышленные золоторудные объекты, относящиеся к золото-сульфидным (месторождение Даугызтау, Аджибугут и Сарыбатыр, Асаукак и др. участки), кварц-золото-сульфидным (месторождение Амантайтау), золото-серебро-кварц-полисульфидным (месторождение Высоковольтное) формациям.

Даугызтауское золоторудное месторождение было открыто в 1969 г., добыча руды ведется с 5 марта 2002 г., а на месторождении Центральный Амантайтау эксплуатация начата в 2019 г. Также ведется добыча окисленных и сульфидных руд на месторождениях Асаукак, Сарыбатыр и 13 мелких месторождений. Продолжается оценка множества мелких и средних месторождений золота и серебра на участках Восточное, Северный Даугызтау, Южный, Курметинский, Степногорский и др.

После открытия уникального месторождения золота Мурунтау в 1960 г., в Кызылкумском регионе резко увеличились поисково-оценочные геологоразведочные работы на золото, серебро и другие полезные ископаемые. В 1966–1970 гг. структурно-литологической партией ревизионно-тематической экспедиции в южной части Кызылкумов открыто серебренное месторождение Высоковольтное, Каракатинское рудопроявление золота, а также большое количество точек золоторудной минерализации.

На выявленных месторождениях в настоящее время ведутся горные работы по добыче золота и действуют гидрометаллургический золотоизвлекательный завод.

В целях наращивания сырьевой базы ГМЗ-3 Навоийского горно-металлургического комбината необходимо выявить перспективные золоторудные объекты для постановки детальных поисковых работ. В данном случае применение опережающих космогеологических исследований способствуют сокращению финансовых затрат, времени проведения геолого-поисковых исследований, которые направлены на оценку рудного потенциала территории исследования, т. е. на золото.

Для решения проблемы прогноза, поиска и оценки потенциала территории гор Ауминзатау на золото была проведена обработка материалов дистанционного зондирования Landsat-7-8, Aster и Sentinel-2A (рис. 1).

Методы исследования. Первичная подготовка материалов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) при геологических исследованиях проводятся визуальными и автоматизированными методами интерпретации. При выполнении задач в данном исследовании использованы мультиспектральные

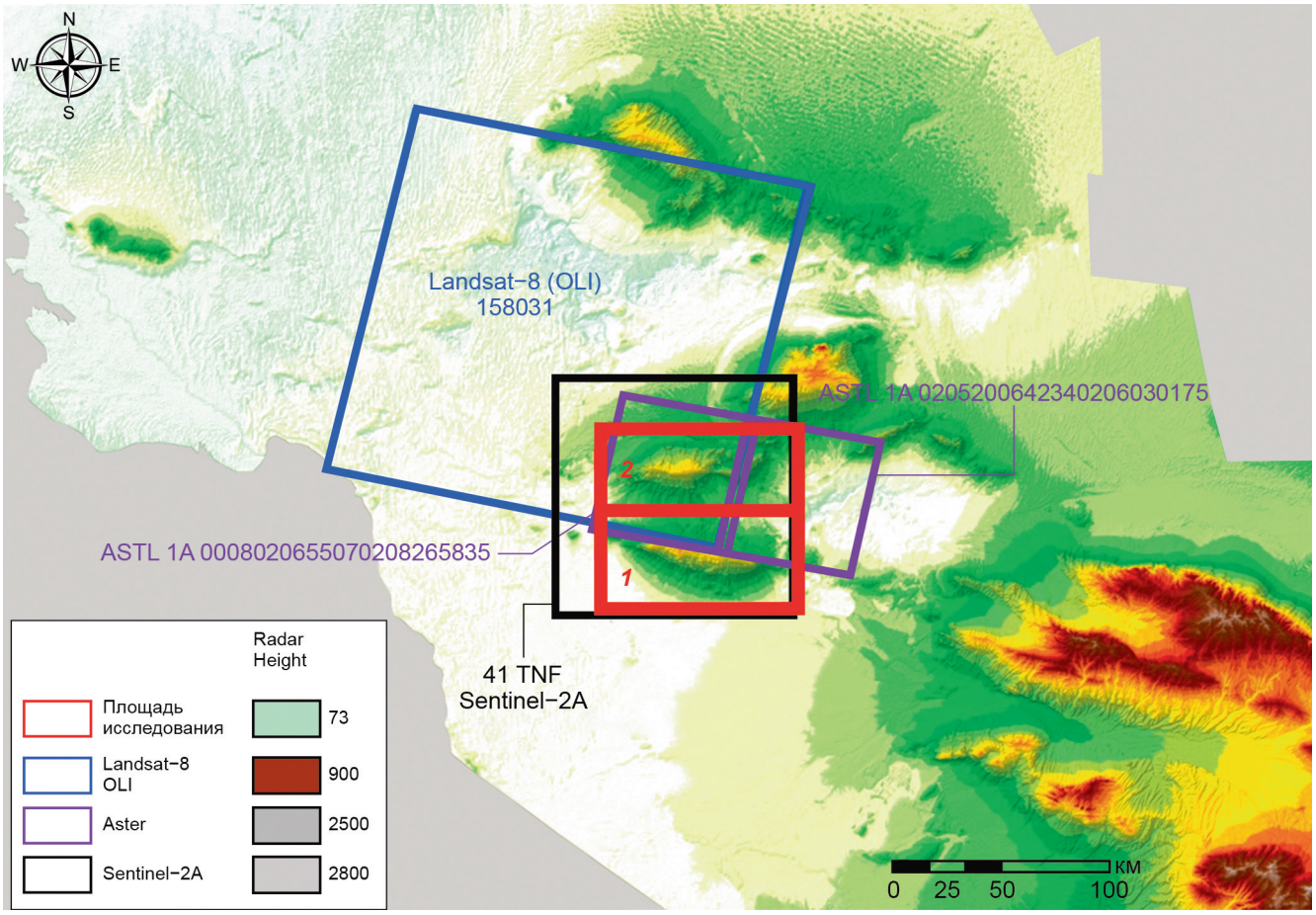


Рис. 1. Обзорная карта района работ на основе цифровой модели рельефа с захватом космической съемки серии Landsat, Aster, Sentinel-2A территории гор Ауминзатау и Бельтау

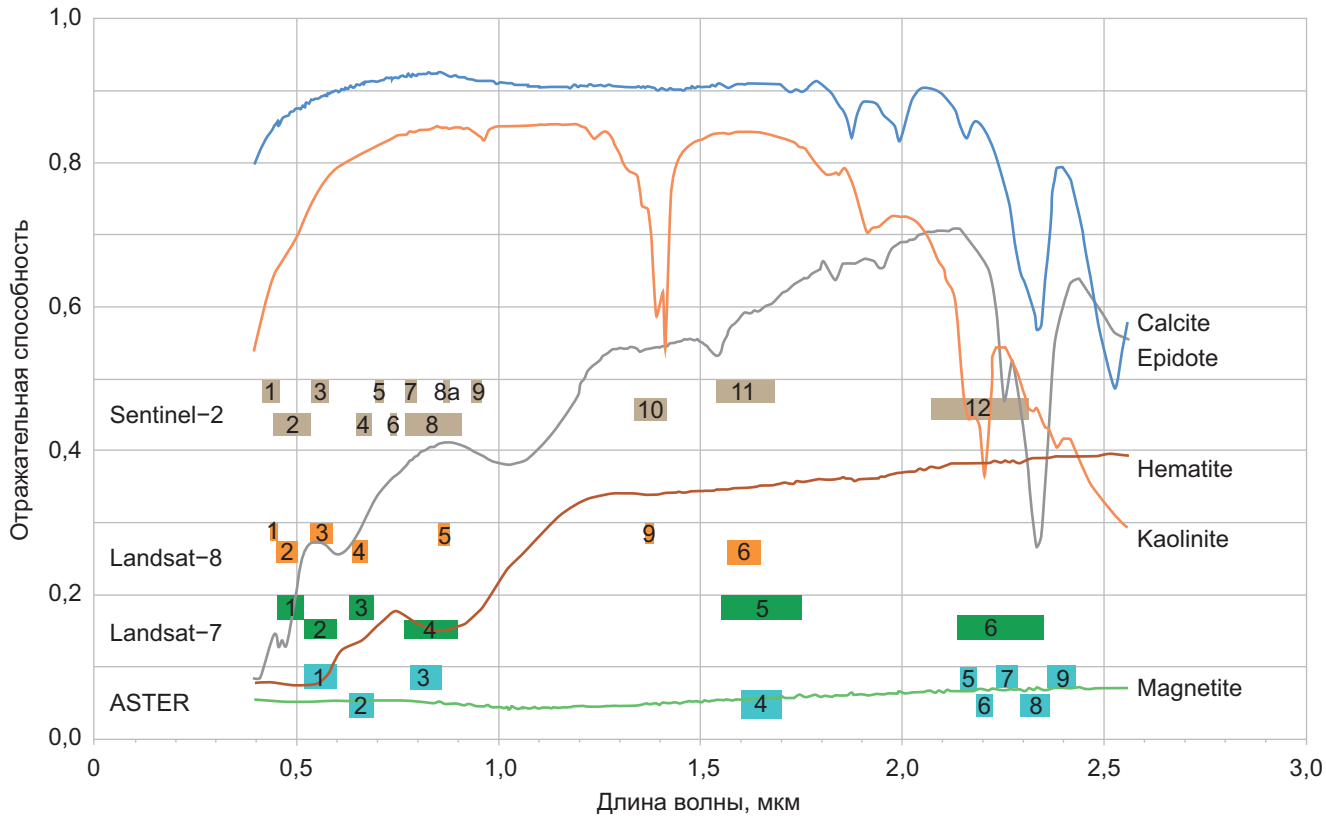


Рис. 2. Спектральное разрешение используемых космических снимков и спектральная сигнатура некоторых минералов

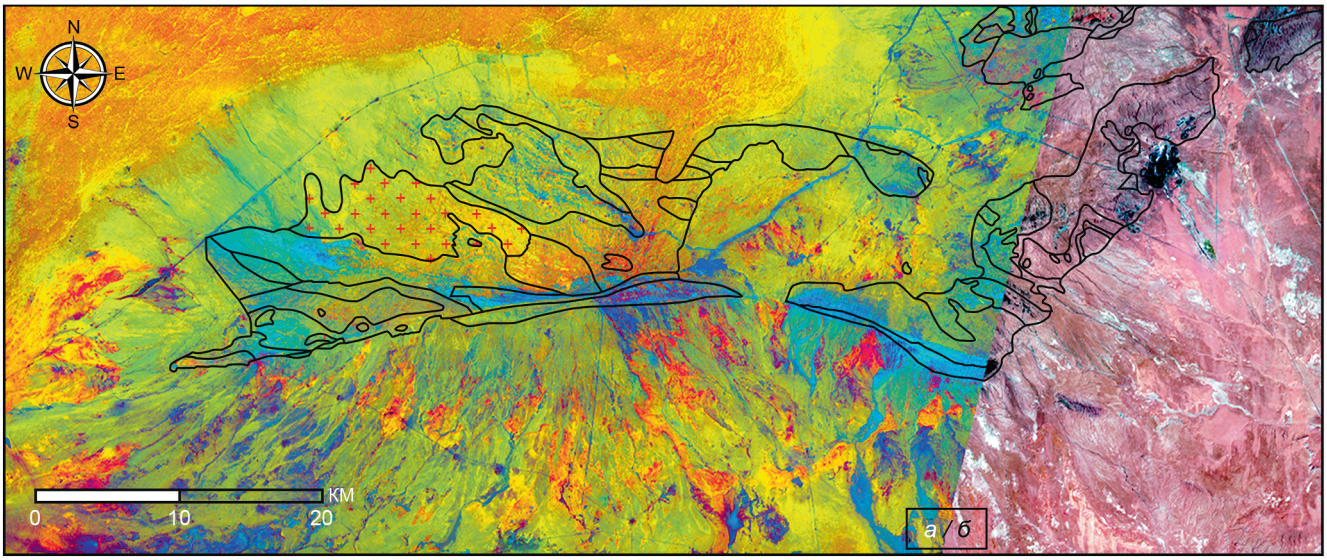


Рис. 3. Результаты обработки космических снимков Landsat-8 с наложенными границами палеозойских обнажений: *а* — метод соотношения каналов R = b6/b5, G = b7/b6, B = b4/b7; *б* — композитное изображение

космические снимки Landsat-8, Aster и Sentinel, ниже приведены их спектральные разрешения, сравнения каналов при регистрации спектральных кривых нескольких минералов в определенном диапазоне (рис. 2).

Для определения зоны минерализации через спутниковый спектральный метод используется ближний инфракрасный диапазон [Goipov et al., 2023] в интервале 2,0–2,5 мкм (рис. 2). Именно данный диапазон регистрирует зоны вторичных изменений, таких как зоны метасоматоза и сульфидизации, аргиллизации, пропилитизации и др. [Mars, Rowan, 2006], которые могут быть связанны с зонами оруденения.

При выполнении исследований использованы различные способы и алгоритмы методов обработки материалов (ДЗЗ) с использованием разновременных космических снимков Landsat-7, 8 Aster и Sentinel-2A.

Метод минеральных составляющих основан на цветной композиции нескольких индексов: индекс глинистых пород, индекс гидроксида железа. На основе использования соотношения и комбинации разных мультиспектральных каналов создана новая комбинация, которая дала возможность картирования литологических изменений (рис. 3).

Соотношение спектральных каналов R = b6/b5, G = b7/b6, B = b4/b7 позволило изучить литологические неоднородности региона, выявить ландшафтные типы почв, а также литологически разнородные породы, отображаемые очень большим числом цветов и оттенков. Сравнение результатов обработки космических снимков методом соотношения каналов и композитного изображения показало, что метод соотношения каналов более информативен, что позволяет получить более достоверные данные при извлечении геологической информации.

Если обратим внимание на границы выходов палеозойских отложений по геологической карте А.К. Бухарина, масштаба 1:200 000 [Бухарин и др., 1985], можно заметить как соответствие, так и несоответствие полигонов определенному цвету. Это обусловлено составом и возрастом геологических образований (свит), так как каждая свита представлена разнотипными породами.

На основе спектральной обработки материалов ДЗЗ с созданием соотношения каналов космических снимков и получения изображения цветового искусственного разнообразия появляется возможность картографировать литологические и минералогические разности пород и их вторичные изменения, а также получить данные о минералогических особенностях исследуемой территории.

Пространственное разрешение мультиспектрального диапазона космических снимков Sentinel-2 составляет 20 м, что соответствует высокому разрешению среди общедоступных мультиспектральных космических снимков. Исходя из этого, для картирования литологических неоднородностей и выявления их границ (контактов) использован снимок Sentinel-2A (рис. 4).

Основные золоторудные месторождения Центрально-Кызылкумского региона относятся к гидротермальному генетическому типу [Атлас…, 2010] и в связи с этим применение методов обработки космических снимков разными методами и индексами становится целесообразным (рис. 5).

Возможности каналов Landsat-7 для обнаружения гидроксида железа и гидроксидных минералов с использованием изображения с соотношением 3/1 и картирования гидроксилсодержащих минералов и карбонатов с использованием космических изображений с соотношением каналов 5/7 соответственно и картирование гидротермальных изменений [Гои-

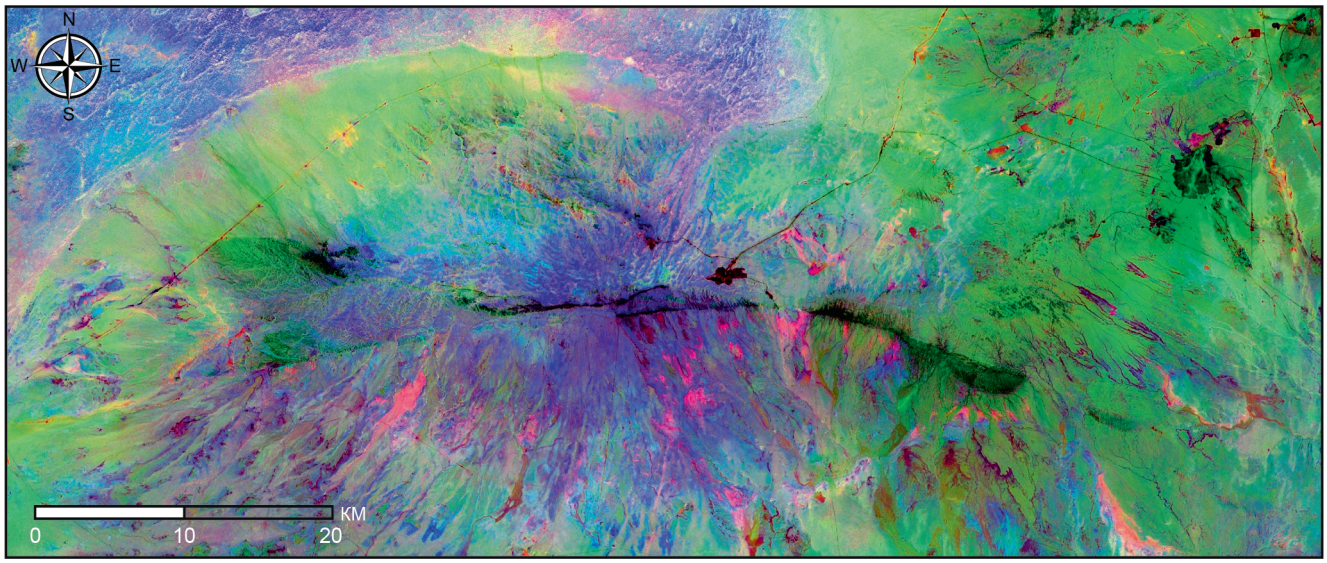


Рис. 4. Комбинация соотношения каналов Sentinel-2A: R = b4/b3, G = b12/11, B = b11/b6 (для космических снимков Landsat-8 R = 4/3; G = 6/2; B = 7/4)

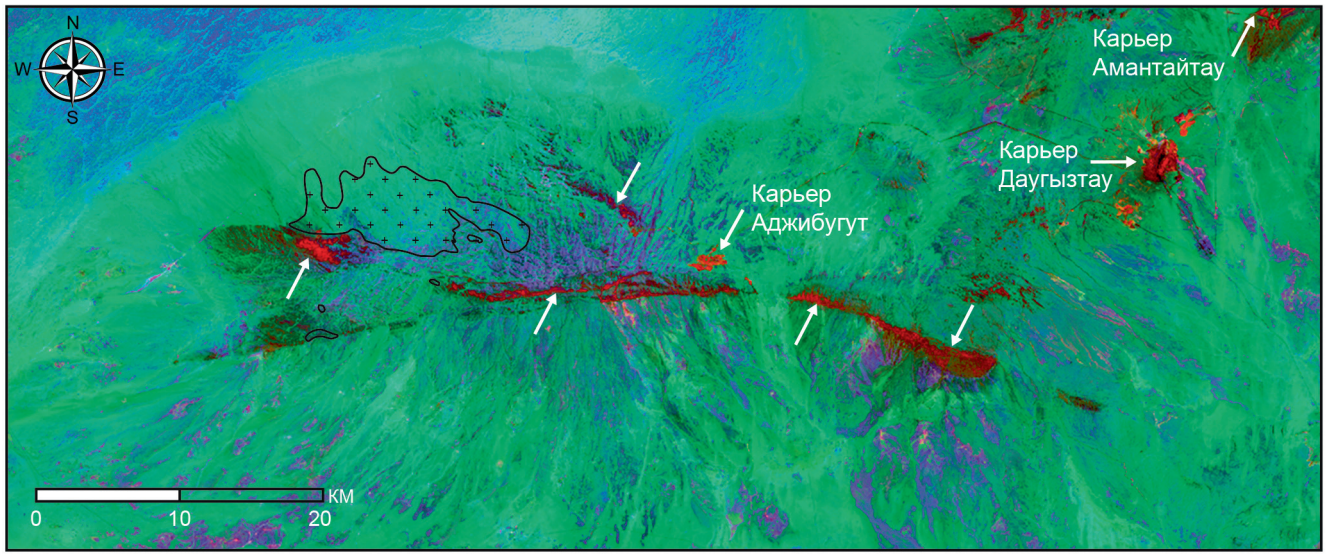


Рис. 5. Результат обработки методом гидротермальные составляющие (Hydrothermal Composition), белыми стрелками указаны зоны гидротермальных изменений (красный цвет) с более высокой вероятностью

пов и др., 2020] описаны в зарубежных статьях [Amri et al., 2017; Ciampalini et al., 2013; Gad, Kusky, 2006].

По результатам обработки методом гидротермальных составляющих выявлены зоны гидротермальных изменений (красным цветом) и эти зоны соответствуют контурам карьеров Амантайтау, Даугызтау и Аджибугут, которые являются отрабатываемыми крупными золоторудными объектами.

Космический снимок Aster является более эффективным для выявления зон минерализации, благодаря захвату широкого спектра мультиспектрального диапазона (рис. 6). На рис. 6 синим цветом отображаются карбонатные отложения, в том числе с примесью глин.

Результаты. В геологическом строении гор Ауминзатау принимает участие интенсивно-дислоцированный и метаморфизованный комплекс метавулканогенных, метавулканогенно-осадочных и терригенно-осадочных пород, слагающих фундамент. По обрамлению поднятия развит неметаморфизованный комплекс пород мезозойско-кайнозойского платформенного чехла [Бухарин и др., 1985; Цой и др., 2015; Пирназаров, Колоскова, 2003]. Большинство геологов, изучавших район Ауминзатау, признают двухчленное стратиграфическое деление метаморфического комплекса фундамента: на тасказганскую и бесапанскую свиты [Рудные…, 2001].

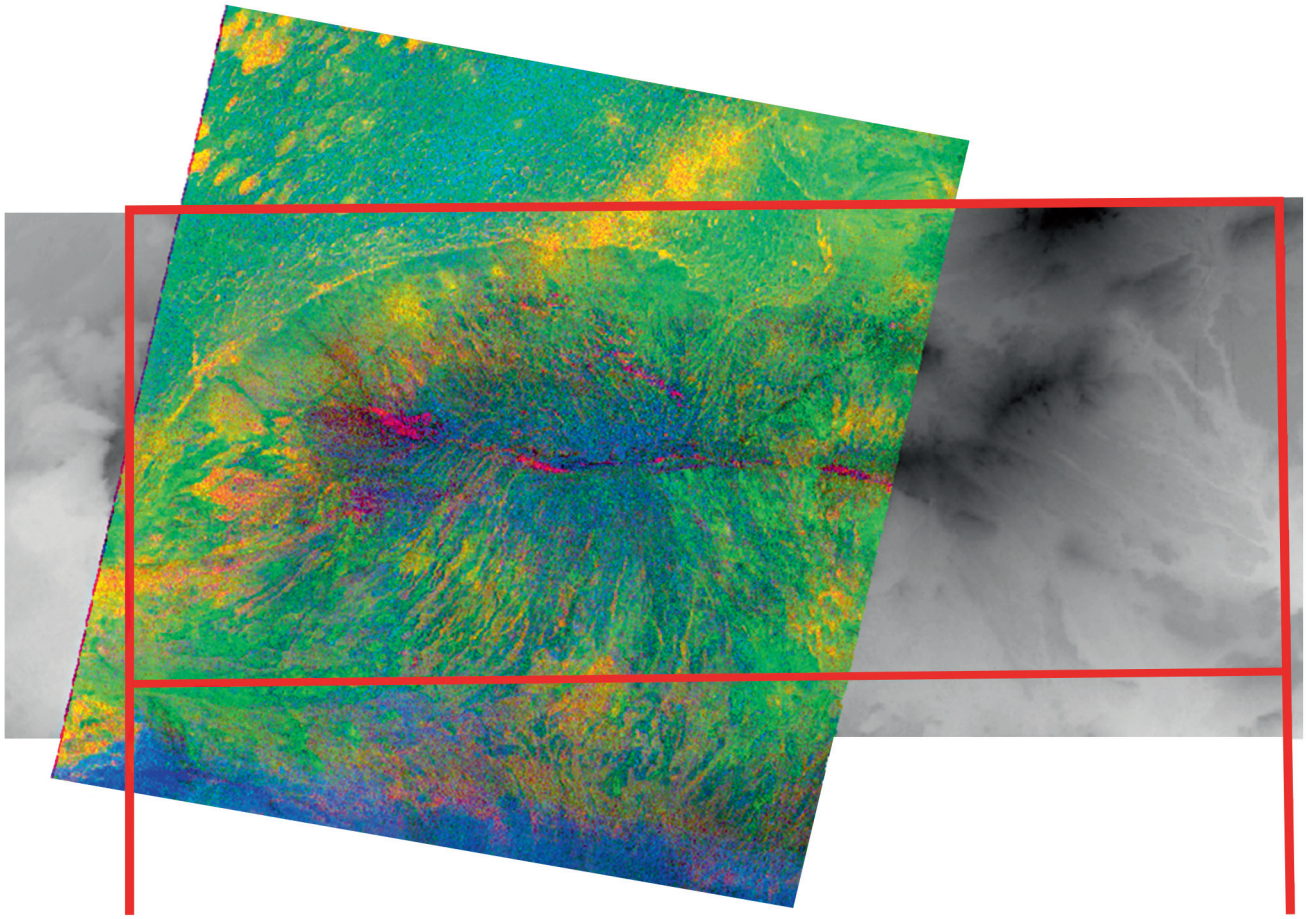


Рис. 6. Результат обработки космического снимка Aster, соотношения каналов: R = b13/b12 (R — кварц), G = (band 4 + band 7) / (band 5 + b6) (G — глина), B = b6/b8 (B — карбонатные отложений)

Территория гор Ауминзатау специализируется на золото-урановое оруденение, занимающие западную часть Ауминзатау-Бельтауского рудного района. На территории гор Ауминзатау выявлено и разведано три уран-ванадиевых месторождений: Рудное, Косчека и Джантуар. Кроме того, выявлены 15 рудопроявлений и 22 проявления минерализации. Золоторудная минерализация развита по всему разрезу домезозойского комплекса пород от тасказганской до бесапанской свит включительно.

Выявлено и предварительно оценено месторождение Песчаное и многочисленные рудопроявления, локализованные в Коспактауской золотоносной зоне, объединенные в Коспактауское рудное поле. На юго-восточном продолжении зоны, под маломощным чехлом мезозойских отложений в Акмамбетской впадине выявлено месторождение золота Аджибугут. Наличие золоторудной минерализации в юго-западной и юго-восточной частях гор Ауминзатау позволило выделить перспективные площади в рангах рудных полей (Угловое, Фазилбекское).

По территории исследования установлено, что сульфиды и карбонаты замещены гидроокислами железа и частично выщелочены. Содержание гидроокислов железа достигает 5,2%. Представлены они гетитом, гидрогетитом, ярозитом, скородитом, питтицитом, псиломеланом. Очень характерны для зоны окисления гидрослюды, каолинит. Для картирования минералов каолинизации разработан метод индекс каолинита [Mars, Rowan, 2006].

Установлена причастность седиментогенных отложений к формированию месторождений Центральных Кызылкумов, с преобладанием соотношения альбитизации и карбонатизации, характерного для продуктов пропилитизации туфогенных пород [Проценко, 2012]. Примером может служить Амантайтауский подтип с рудными зонами и колчеданными залежами в углеродисто-терригенных породах верхнебесапанской подсвиты. Рудные тела имеют вид залежей, линз и секущих минерализованных зон с прожилково-вкрапленной минерализацией. Рудовмещающие породы — углеродсодержащие кварцево-слюдистые сланцы, полевошпат-кварцевые песчаники, алевролиты, подверженные процессам кварц-полевошпатового метасоматоза, пропилитизации и березитизации. Все эти вторичные изменения служат поисковым признаком дистанционных методов исследований.

Месторождения кор выветривания с тонким остаточным и новообразованным перемещенным золотом наиболее вероятны в Центрально-Кызылкумском районе, где благоприятно сочетаются

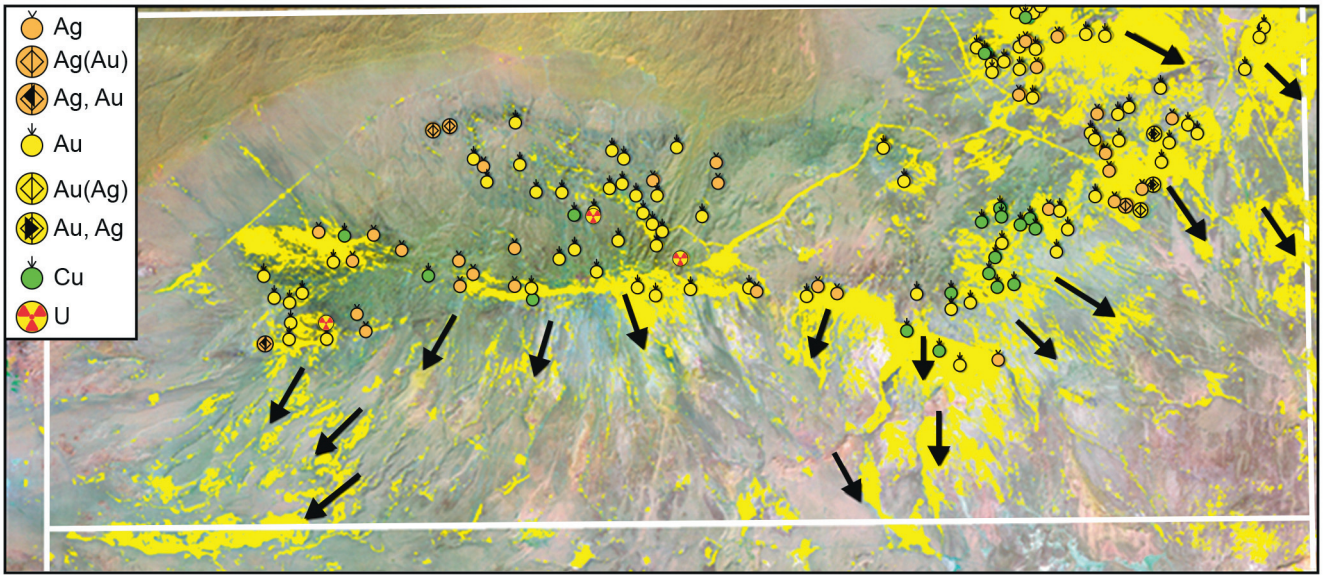


Рис. 7. Результат обработки методом индекс каолинита (Landsat-8/OLI), стрелками указано распространение вторичных ореолов выветривания

условия, определяющие их образование: донорные источники золота, выраженные многочисленными рудными полями и рассеянной золоторудной минерализацией; коры выветривания гидрослюдисто-каолинитового профиля, часто погребенные, и зоны окисления сульфидной минерализации; артезианские бассейны и другие условия формирования геохимических барьеров и т. д. [Рудные…, 2001].

Примененными минеральными индексами по территории гор Ауминзатау откартированы зоны каолинитизации, которые могут быть связанны с золоторудным оруденением (рис. 7).

Установленная гидрослюдисто-каолинитовая зона сложена интенсивно измененными выветрелыми гранитами, которые превращены в смешанную глинисто-дресвяную массу светло-серого, беловато-коричневого пестрого цвета с сохранением структуры материнской породы. Полевой шпат почти полностью замещен тонкочешуйчатым ожелезненным каолинитом, биотит превращен в бесформенную массу тонкочешуйчатого гидрослюдистого агрегата с веерообразными выделениями каолинита, оконтуренный гидроокислами железа.

Исследования показывают, что зоны каолинитизации приурочены как к коренным, так и к дезинтегрированным породам. Мощность гидрослюдиото-каолинитовой зоны коры выветривания по гранитоидам составляет от 2 до 7 м.

Каолинитовая зона отмечается в Захкудукской площади. Она сложена мягкой, рыхлой породой белой, буроватой или пестрой окраски. В породе полевые шпаты и, частично темноцветные минералы полностью превращены в каолинит, зерна кварца сильно корродированы и иногда покрыты пленками гидроокислов железа. В рассматриваемой каолинитовой зоне, снизу вверх содержание каолинита постепенно увеличивается и уменьшается количество гидрослюды. Для зоны характерны две разновидности каолинита — крупно- и мелкочешуйчатый. Крупночешуйчатый агрегат развивается по гидрослюдам, а мелкочешуйчатый — по плагиоклазу и калиевому полевому шпату.

Видимая мощность гидрослюдисто-каолинитовой зоны колеблется от 12 до 15 м. Каолинитовая зона коры выветривания, развитой по песчано-сланцевым породам бесапанской свиты, обнажается практически на всем протяжении вдоль контакта с отложениями нижнего мела. Породы, слагающие зону, сохраняют текстурные особенности исходного субстрата и представлены сильно выветрелыми, мягкими, рыхлыми образованиями с бурыми пятнами ожелезнения.

С течением времени в результате изменения геохимических условий в вещественном составе элювия происходили некоторые изменения. Это прежде всего выразилось в появлении нехарактерных для коры выветривания эпигенетических минералов, представленных кальцитом, баритом, пиритом, гипсом и другими.

Все процессы, способствующие преобразованию изучаемых пород, проявлялись в определенной последовательности и были взаимосвязаны между собой, что привело к появлению в элювиальном профиле зональности и сосредоточению основной массы каолинитового материала в верхних зонах коры выветривания и продуктах ее переотложения.

Остаточные и переотложенные каолинизированные образования на рассматриваемой территории большей частью перекрыты осадочным чехлом. В пределах изучаемых площадей осадочный чехол, перекрывающий кору выветривания, сложен слабодислоцированными отложениями нижнего и верхнего мела.

Для определения зон разрывных нарушений применены методы фильтрации с применением операторов Kirsha, Собеля, Index-IV. Результаты фильтрации послужили для определения линий рельефа, которые могут быть связаны с рудоконтролирующими структурами территории исследования.

В горах Ауминзатау золотопродуктивная минерализация развита преимущественно в полях метасоматитов кварц-полевошпат-биотитового, кварц-полевошпатового и лиственит-березитового составов. Первые два типа метасоматитов развиты в биотит-хлоритовой и биотит-актинолитовой субфаций прогрессивного метаморфизма, последний в основном в хлорит-серицитовой субфации.

Характерной особенностью района является совместное проявление как древних, доорогенных, продольных, так и поперечных наложенных позднеорогенных структур. В соответствии с этим позиция района в структуре Кызылкумской золотоносной провинции определяется пересечением древних по заложению и достаточно протяженных складчато-разрывных структур Ауминза-Бельтауского антиклинория субширотной ориентировки Ясвай-Даугызтауской поперечной наложенной зоной дислокации близмеридионального простирания. Подобная приуроченность рудного района к участку пересечения крупных региональных структур предопределяет позицию и особенности внутреннего строения расположенных здесь рудных полей.

Геотектоническая характеристика гор Ауминзатау и Бельтау. Геотектоническая позиция рудного района — краевая часть Центрально-Кызылкумского срединного массива на границе со сложно построенным Кульджуктауским сектором Зерафшано-Алайской структурно-формационной зоны, который представляет собой позднегерцинскую рифтогенную структуру [Миркамалов и др., 2019]. Важный тектонический элемент района — субмеридиональная зона скрытых глубинных разломов фундамента Ауминза-Алтынтауская (или Турбай-Ауминзинская), проявленная на поверхности системой северо-северо-западных разрывов по типу правого сдвига.

Структурный план района отражает результаты воздействия каледонского, герцинского и альпийского циклов тектогенеза, за счет чего он имеет сложно-блоковое строение, обусловленное развитием разрывных структур четырех направлений: северо-западного, субширотного, северо-восточного и субмеридионального [Миркамалов и др., 2019].

Каледонский цикл. Выделение разрывных нарушений каледонского цикла является очень трудной задачей в условиях довольно сложного глыбово-блокового строения района, обусловленного проявления трех этапов орогенеза. Для картирования самых древних разломов нами использовались результаты ранее проведенных магнито- и гравиразведки. Анализ морфологии и пространственного поведения магнитоактивных тел, как и геологическим данным свидетельствуют о приуроченности аномалиеобразующих объектов к структурным элементам секущего или согласного залегания по отношению к пликативным структурам.

На дневной поверхности данные разломы в большинстве случаев не сопровождаются зонами дробления и интенсивной трещиноватости, лишь иногда подтверждаются дайкообразными телами диабазов и несколько повышенной пиритизацией вмещающих пород. По отношению к простиранию линейных складок выделяются продольные и косые разломы.

Герцинский тектонический цикл. Все крупные разрывные нарушения по отношению к простиранию складчатых структур являются косыми, а по положению поверхности сместителя к слоистости вмещающих пород — секущими. Среди более мелких разрывов отмечаются как продольные, так и поперечные, однако их интенсивность проявления (при нашем масштабе изучения) является незначительной.

Широко развитые разрывные нарушения герцинского цикла фиксируются в виде структур северо-восточного, субширотного и северо-западного направлений, наиболее четко прослежены на местности, на космоснимках. Северо-восточные и субширотные разломы имеют крутое падение (до 75–80°) и сбросо-сдвиговую кинематику, большую амплитуду (до 400 м) и протяженность (десятки километров).

Альпийский цикл. Альпийские структуры носят, в основном, унаследованный характер. Тектонические движения по ним выражены в обновлении герцинских разломов (преимущественно широтных и северо-восточных), образовании горст-антиклиналей и разделяющих их депрессий. Кроме того, известны собственно альпийские и неотектонические структуры; складки северо-восточного направления и кольцевые структуры.

Применение метода соотношения каналов космических снимков LandsatETM+ и OLI позволило картировать зоны ожелезнения. Данные зоны во многих случаях соответствуют зонам разломов различного порядка (рис. 8).

К крупным разрывам территории исследования относятся (с юга на север) Южно-Ауминзатауский, Сарыктауский, Шокетауский, Захкудукский, Ауминзинский, Южно-Коспактауский, Коспактауский, Коскошинский и Северо-Ауминзатауский разломы.

Все отмеченные разломы, кроме Шохетауского, отчетливо выделяются (зоной градиентов) в гравитационном поле, отмечаются в магнитном поле по ряду характерных признаков и на отдельных участках хорошо дешифрируются. Отдельные разрозненные фрагменты отдешифрированных разломов увязывались между собой геологическими признаками, а также на основании совокупности геофизических признаков.

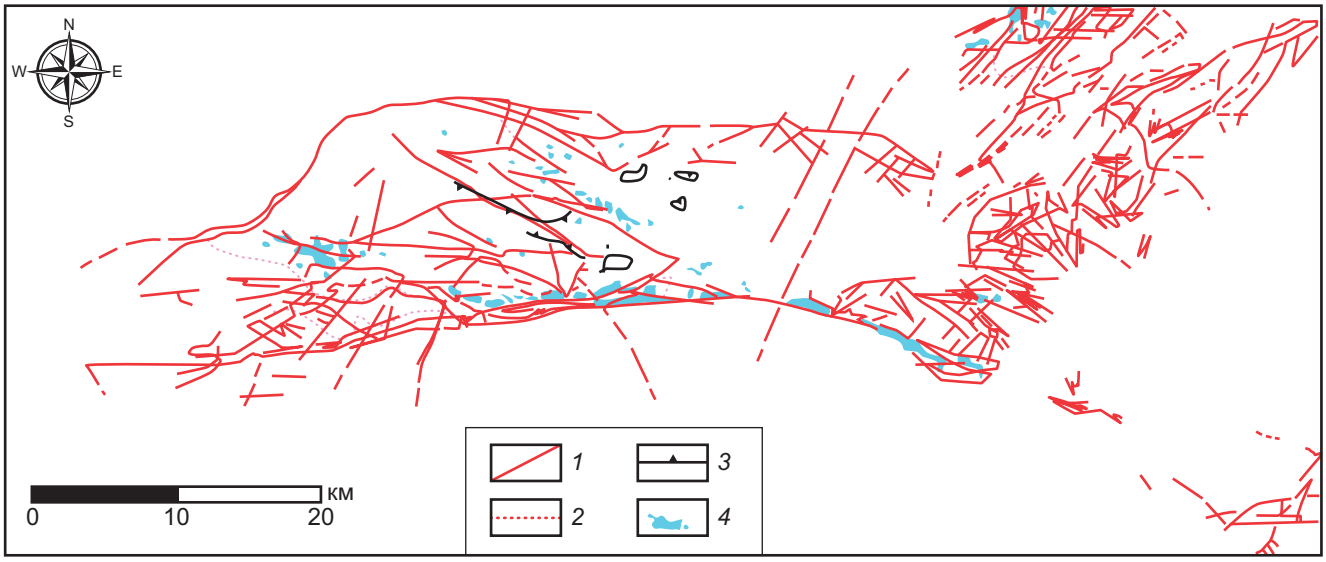


Рис. 8. Результаты обработки мультиспектральных космических снимков Landsat-8 методом индекс железа, синим цветом наложены на карту разломов гор Ауминзатау-Бельтау: *1* — разломы (первого порядка) надежные, *2* — предполагаемые разломы (второго порядка), *3* — взбросы, *4* — зоны ожелезнения (определены методом индекса оксида железа)

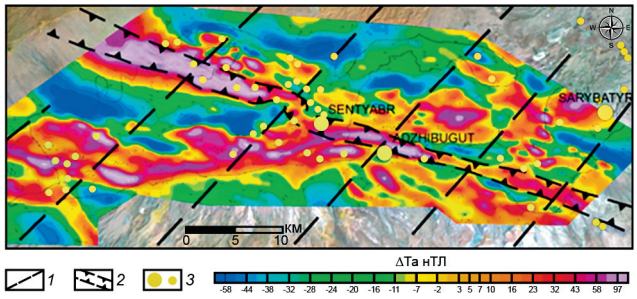


Рис. 9. Аджибугутская минерализованная зона на карте аномального магнитного поля: *1* — поперечные разломы (выделено А.Б. Гоиповым); *2* — Аджибугутская минерализованная зона; *3* — известные золоторудные объекты

Характеристики геофизических полей. Геофизические особенности территории гор Ауминзатау — контрастное мозаичное гравимагнитное поле, обусловленное литологическим составом вмещающей среды: чередованием существенно метабазитовых и терригенно-кремнистых пород, а также наличием гранитоидов. Вблизи поверхности значительное влияние на развитие геофизических аномалий оказывают участки разуплотнения в связи с развитием линейной и площадной кор выветривания.

Антитяньшаньское направление региональных нарушений родилось в регионе на базе геофизических построений и реального наличия разломов такого простирания в южной части Кызылкумов (Бельтау-Амантайтау, Аристантау). Однако последние не имеют сквозного характера, а ограничиваются пластинами карбонатов среднепалеозойского возраста. Данный факт и S-образная форма в плане дали основание отнести их к типу гигантского кливажа.

Характерной особенностью кварц-полевошпат-биотитовых метасоматитов является широкое и постоянное развитие в них пирротина, содержание которого обычно составляет 1–5%. Метасоматиты кварц-полевошпатового состава отмечаются слабыми положительными магнитными аномалиями (10–50 нТл) и низким электрическим сопротивлением (2–10 Ом·м). Метасоматиты хорошо фиксируются положительными магнитными полями значениями 65–100 нТл (рис. 9), локальными гравиметрическими аномалиями (3,5–5 мГл) и низким электрическим сопротивлением (2–10 Ом·м). Золотоносность этих метасоматитов крайне неравномерная. Вместе с тем почти все золоторудные зоны находятся в их пределах. Это обстоятельство в силу широкого их распространения рассматривается в качестве основного прогнозного критерия.

Характеристика эталонных месторождений. Коллизионным этапам развития Центрально-Кызылкумского регионов свойственно образование систем поперечных и продольных складчато-разрывных взбросо-сдвиговых зон, контролирующих золоторудную минерализацию многих месторождений. Исходя из общей запад-северо-западной ориентировки герцинского покровно-складчатого сооружения Южного Тянь-Шаня, поперечные коллизионные структуры имеют северо-восточное, север-северо-восточное направление. Примером таких структур может служить система северо-восточных разломов месторождения Даугызтау (рис. 10).

На рис. 10 приведены структурные планы золоторудных месторождений, составленные на основе структурного анализа, установлены геолого-структурные позиции и основные рудоконтролирующие факторы эталонных месторождений Ауминзатау-Бельтауского рудного района (таблица).

Заключение. Проведена комплексная обработка мультиспектральных космических снимков Aster, Landsat-7,8 и Sentinel-2A, картографированы

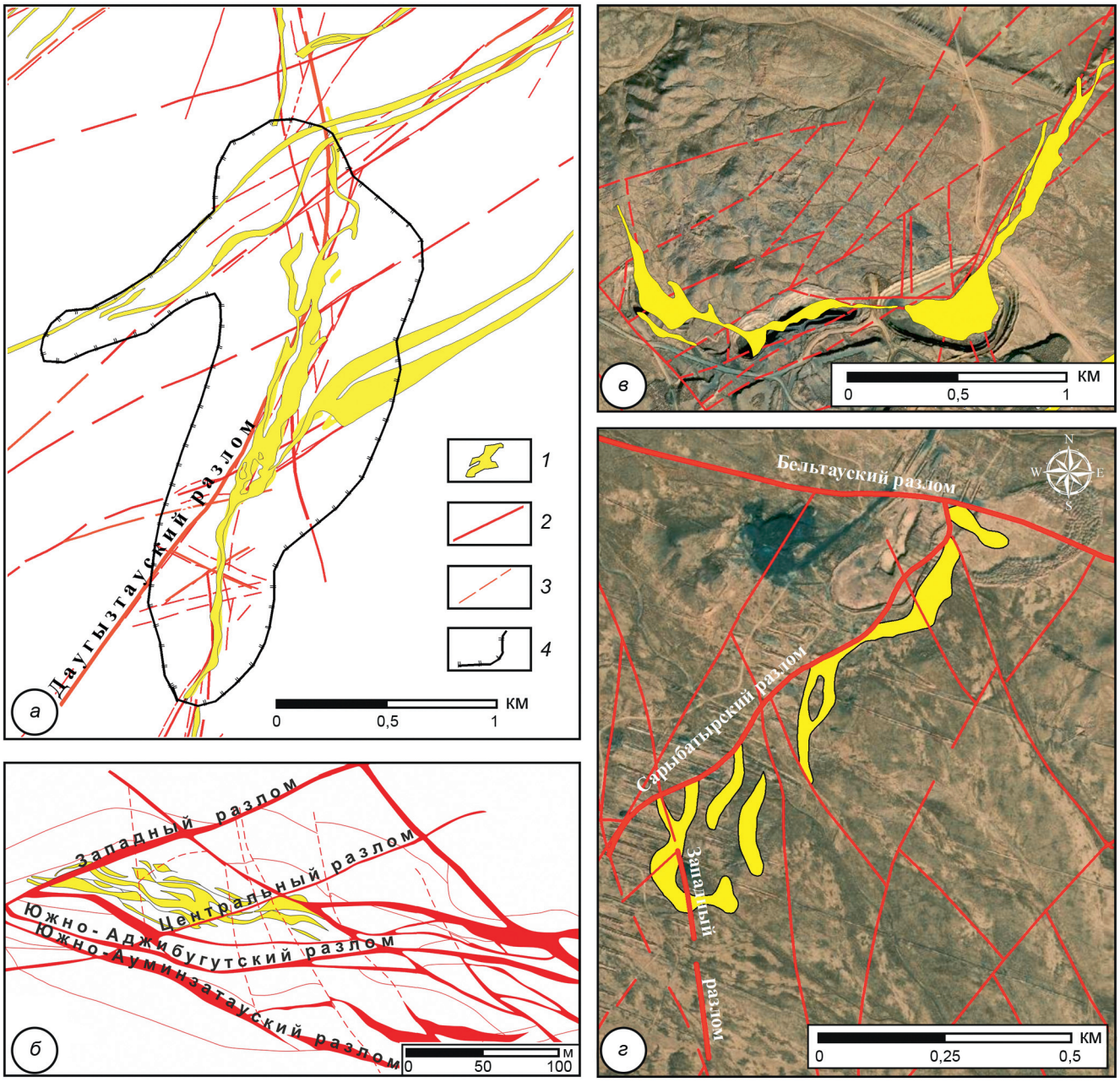


Рис. 10. Структурный план золоторудных месторождений Ауминзатау-Бельтауского рудного района: *а* — Даугызтау: *1* — золоторудные зоны, *2* — разломы, *3* — взбросово-сдвиговые зоны, *4* — контуры карьера; *б* — Аджибугут, *в* — Высоковольтные, *г* — Сарыбатыр

минеральные изменения индексов железа и каолинизации для поисков зон золоторудного и другого оруденения территории гор Ауминзатау.

Линеаментный анализ позволил выявить новые структуры, контролирующие золотое оруденение, подтвердить ведущую роль структурного фактора в формировании и размещении золоторудных месторождений и проявлений.

Структурный анализ имеющихся месторождений и рудопроявлений установил, что все объекты контролируются крупной линейной Высоковольтно-Даугызтау-Асаукакской тектонической зоной, северо-восточного простирания и размещаются среди терригенных отложений бесапанской свиты.

Рудолокализующими являются субмеридиональные (Даугызтауское и Амантайтауское месторождения) и субширотные (западная часть месторождения Высоковольтное и Асаукак, рудопроявление Северо-Даугызтауское) зоны.

Благоприятными позициями для локализации промышленного оруденения являются узлы пересечения северо-восточных структур с разрывами субмеридионального направления, участки расщепления северо-восточных структур и оперяющие их разломы (в том числе и пологие) со стороны висячего блока.

Промышленные рудные тела в пределах рудолокализующей структуры размещаются кулисоо-

Таблица

Геолого-структурные позиции и основные рудоконтролирующие факторы эталонных месторождений

Наименование месторождения	Геолого-структурная позиция оруденения	Геолого-промышленный тип оруденения	Рудовмещающие породы
Золоторудное месторождение Даугызтау	Приуроченность к участку пересечения Ясвай-Даугызтауской зоны дислокаций с Бельтау-Даугызтауской складчато-разрывной зоной	Золото-сульфидный	Углеродистые метапесчаники, алевролиты, сланцы
Золоторудное месторождение Аджибугут	Приуроченность к Коспактау-Аджибугутской синклинали — одной из складок более высокого порядка, осложняющих северное крыло крупной Ауминза-Бельтауской антиклинали	Золото-сульфидно-кварцевый	Метаморфизованные песчаники, алевролиты, сланцы кургантауской свиты
Золото-серебряное месторождение Высоковольтное	Разрывы северо-восточного (Асаукакский, Центральный, Северо-Восточный, Северный и Субширотный) и северо-западного (Восточно-Даугызтауский разлом, Джасаульская и Джусалинская зоны смятия) простирания	Золото-серебряный	Терригенная песчано-сланцевая толща бесапанской свиты
Золоторудное месторождение Сарыбатыр	Сарыбатырский разлом, блокированный Западным и Бельтауским разломами	Золото-сульфидный	Интенсивно дислоцированные гидротермально-метасоматически измененные породы бесапанской свиты

бразно как по падению, так и простиранию зоны. Подавляющее число рудных залежей — крутопадающие, но известны и относительно пологопадающие (30–50°). На территории месторождения Высоковольтное распределение золоторудной и сереброрудной минерализации в пределах рудных зон узловое и струйчатое.

Финансирование. Данная статья подготовлена в рамках гранта №Al-5621112007 по теме «Создание космоструктурного атласа обнаженных и закрытых территорий горно-рудных регионов Центрального Кызылкума с целью выявления перспективных площадей на основе космогеологических исследований» 2023–2025 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас моделей рудных месторождений Узбекистана / Миркамалов Р.Х., Голованов И.М., Чирикин В.В., Фадеичева Л.П., Миркамалова Г.Х. Ташкент: ГП «НИИМР», 2010. 100 с.

Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1985. 152 с.

Гоипов А.Б., Ахмадов Ш.И., Мовланов Ж.Ж. Изучение минерализованных зон гор Букантау по космическим снимкам в коротковолновом инфракрасном диапазоне // Горный журнал Казахстана. 2020. № 8. С. 10–14.

Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Диваев Ф.К. Геодинамические реконструкции орогенного пояса Западного Тянь-Шаня и прогнозирование эндогенных отложений в породах фундамента (методические указания). Ташкент: ГП НИИ Минеральных ресурсов, 2019. 162 с.

Пирназаров М.М., Колоскова С.М. Природные типы первичных руд месторождения золота Аджибугут (Центральные Кызылкумы) // Горный вестник Узбекистана. 2003. № 2. С. 1–6.

Проценко В.Ф. Гипотезы и фактография рудогенеза в черносланцевых толщах. Ташкент: НИИМР, 2012. 264 с.

Рудные месторождения Узбекистана / Отв. ред. И.М. Голованов. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. 660 с.

Цой В.Д., Королева И.В., Алимов Ш.П. Природные типы руд золоторудных месторождений Узбекистана. Ташкент: ГП НИИМР, 2015. 156 с.

Adiri Z., El-Harti A., Jellouli A., Maacha L. Lithological mapping using Landsat 8 and ASTER multispectral data in the Bas Drâa inlier, Moroccan Anti Atlas // Journal of Applied Remote Sensing. January 2016. Vol. 10(1). P. 016005.

Amri K., Rabai G., Benbakhti I., et al. Mapping geology in Djelfa District (Saharan Atlas, Algeria), using Landsat 7 ETM+ data: an alternative method to discern lithology and structural elements // Arabian Journal of Geosciences. 2017. Vol. 10. P. 1–16. https://api.semanticscholar.org/CorpusID:132334457

Adiri Z., Lhissou R., El Harti A., et al. Recent advances in the use of public domain satellite imagery for mineral exploration: A review of Landsat-8 and Sentinel-2 applications // Ore Geology Reviews. Vol. 117. 2020. 103332.

Ciampalini A., Garfagnoli F., Antonielli B., et al. Remote sensing techniques using Landsat ETM+ applied to the detection of iron ore depositsin Western Africa // Arabian Journal of Geosciences. 2012.

Ciampalini A., Garfagnoli F., Ventisette Ch., et al. Potential Use of Remote Sensing Techniques for Exploration of Iron Deposits in Western Sahara and Southwest of Algeria // Natural Resources Research. 2013. https://doi.org/22. 10.1007/s11053-013-9209-5.

El Atillah A., El Morjani Z., El Abidine, Souhassou M. Use of the Sentinel-2A Multispectral Image for Litho-Structural and Alteration Mapping in Al Glo'a Map Sheet (1/50,000) (Bou Azzer–El Graara Inlier, Central Anti-Atlas, Morocco) // Artificial Satellites. Vol. 54. No. 3. 2019. P. 73–96.

Gad S., Kusky T. Lithological Mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya Area, using Landsat Thematic Mapper (TM) // Journal of African Earth Sciences. 2006. Vol. 44. P. 196–202.

Goipov A.B., M. Ali Akgül, Suphi Ural, Akhmadov Sh.I. New achievements of remote sensing at the stage of geological exploration research: from satellite images to the determination of the ore body. Cukurova University // Journal of Natural & Applied Sciences. 2023. Vol. 2(1). P. 27–36.

Kolawole O.N., Zayyanu M.U., Bayowa O.G. Assessment of image ratio technique: targeting structural features and mineralization characteristics in the southwestern part of the Sokoto Basin in Nigeria using Landsat 8 imagery // Kuwait Journal of Science. 2023. Vol. 50. Iss. 4. P. 803–811.

Loughlin W.P. Principal component analysis for alteration mapping // Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. 1991. Vol. 57(9). P. 1163–1169.

Mamadou T., Jonas D., Takodjou W., et al. Lithological and alteration mineral mapping for alluvial gold exploration in the south east of Birao area, Central African Republic using Landsat-8 Operational Land Imager (OLI) data // Journal of African Earth Sciences. 2020. Vol. 170. 103933.

Mars J.C., Rowan L.C. Regional mapping of phyllic-and argillicaltered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms // Geosphere. 2006. Vol. 2. P. 161–186.

Mwaniki M. W., Moeller M. S., Schellmann G. A comparison of Landsat 8 (OLI) and Landsat 7 (ETM+) in mapping geology and visualising lineaments: A case study of central region Kenya // The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences/ 2015. XL-7/W3.

Pour A.B., Hashim M. Hydrothermal alteration mapping from Landsat-8 data, Sar Cheshmeh copper mining district, southeastern Islamic Republic of Iran // Journal of Taibah University for Science. 2015. Vol. 9. P. 155–166.

Статья поступила в редакцию 21.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 550.42
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-116-123

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПЕРЕОТЛОЖЕНИЯ ВЕЩЕСТВА СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУДНЫХ ЖИЛ НА КАРБОНАТНОМ БАРЬЕРЕ ПРИ ПОВТОРНОЙ АКТИВИЗАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

Михаил Васильевич Борисов[1]✉, Дмитрий Алексеевич Бычков[2], Юрий Всеволодович Шваров[3], Татьяна Николаевна Лубкова[4]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, borisov@geol.msu.ru✉
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, krok@geol.msu.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, yuri_shvarov@mail.ru
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия, tanya_lubkova@mail.ru

Аннотация. Методами равновесно-динамического моделирования оценена возможность переотложения ранее сформированного вещества Pb-Zn жильных руд на карбонатном барьере при повторной активизации гидротермальной системы. Природным прототипом является рудопроявление Урсдон (Джимидонское рудное поле, Северная Осетия, Россия), локализованное в известняках оксфорда (J_3), а формирование полиметаллических жильных месторождений района происходило в предкелловейское время средней юры. Расчеты выполнены при использовании пакета программ HCh, включающего базу термодинамических данных Unitherm (система H-O-K-Na-Ca-Mg-Al-Si-Fe-C-Cl-S-Zn-Pb-Cu, описанная 54 минералами, 78 частицами водного раствора). Установлено, что поздние низкотемпературные гидротермальные растворы могут обеспечить пиритизацию, окварцевание и формирование Pb-Zn оруденения в карбонатных породах. Отложение кварца и сульфидов происходит по трещинам и на фронте растворения карбонатных пород.

Ключевые слова: равновесно-динамическое моделирование, источники рудного вещества, полиметаллические жильные месторождения, карбонатный барьер

Для цитирования: *Борисов М.В., Бычков Д.А., Шваров Ю.В., Лубкова Т.Н.* Термодинамические модели переотложения вещества свинцово-цинковых рудных жил на карбонатном барьере при повторной активизации гидротермальных процессов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 116–123.

THERMODYNAMIC MODELS OF REDEPOSITION OF THE SUBSTANCE OF LEAD-ZINC ORE VEINS ON THE CARBONATE BARRIER DURING THE RE-ACTIVATION OF HYDROTHERMAL PROCESSES

Mikhail V. Borisov[1]✉, Dmitry A. Bychkov[2], Yury V. Shvarov[3], Tatyana N. Lubkova[4]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; borisov@geol.msu.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; krok@geol.msu.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yuri_shvarov@mail.ru
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tanya_lubkova@mail.ru

Abstract. Equilibrium-dynamic modeling methods have been used to evaluate the possibility of redeposition of the previously formed vein Pb-Zn ore material on the carbonate barrier during the reactivation of the hydrothermal system. The natural prototype is the Ursdon ore occurrence (Dzhimidonskoe ore field, North Ossetia, Russia) localized in Oxfordian limestones (J_3), and the formation of polymetallic vein deposits in the area took place in the pre-Callovian time of the Middle Jurassic. The calculations were performed using the HCh software package, which includes the Unitherm thermodynamic database (H-O-K-Na-Ca-Mg-Al-Si-Fe-C-Cl-S-Zn-Pb-Cu system, described by 54 minerals, 78 particles of an aqueous solution). It has been established that late low-temperature hydrothermal solutions can provide pyritization, silicification and the formation of Pb-Zn mineralization in carbonate rocks. The deposition of quartz and sulfides occurs along cracks and at the dissolution front of carbonate rocks.

Keywords: equilibrium-dynamic modeling, sources of ore matter, polymetallic vein deposits, carbonate barrier

For citation: Borisov M.V., Bychkov D.A., Shvarov Yu.V., Lubkova T.N. Thermodynamic models of redeposition of the substance of lead-zinc ore veins on the carbonate barrier during the re-activation of hydrothermal processes. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 116–123. (In Russ.).

Введение. При проведении в 2009–2010 гг. ОАО «Севосгеологоразведка» поисковых работ на поверхности Джимидонского рудного поля (Садонский горнорудный район, Северная Осетия, Россия) на северных продолжениях рудных зон Джимидонского месторождения были выявлены полиметаллические зоны минерализации, залегающие среди верхнеюрских карбонатных формаций Скалистого хребта.

Подобный тип оруденения является совершенно новым для Горной Осетии. Тем более, что формирование всех жильных Pb-Zn месторождений района (В.Згид, Садон, Архон, Холст, Джими и др.) происходило в предкелловейское время (J_2) [Некрасов, 1980]. Можно предположить, что в позднеюрское или меловое время произошла повторная активизация гидротермальной системы. Активизация могла быть инициирована интенсивными тектоническими подвижками, которые затронули, как рудные жилы (J_2), так и карбонатные породы (J_3). На глубинах 3–4 км низкотемпературные минерализованные воды (100–150 °C) могли взаимодействовать с веществом ранее образованных рудных жил, что привело к формированию рудоносных гидротермальных растворов. Эти растворы по трещинным каналам достигали карбонатные породы и при реакции с ними формировали новый тип рудопроявлений. Примерами таких объектов являются рудопроявления Урсдон, Ефремовское и Кариухох, локализованные в карбонатных породах (J_3ох) и пространственно, лежащие на продолжении рудоконтролирующих разломов рудных зон Бозанг и Цагарсар (Джимидонское месторождение), но на удалении нескольких километров.

Целью работы является исследование количественных равновесно-динамических моделей переотложения вещества полиметаллических жил на карбонатном барьере для реконструкции механизмов и условий формирования рудной минерализации.

Материалы и методы исследования. Непосредственным прототипом наших исследований явилось рудопроявление Урсдон, расположенное в правом борту р. Урсдон, в 500 м севернее и на 100 м выше одноименного села у подножия южного эскарпа г. Кариухох. Рудопроявление приурочено к пачке органогенно-обломочных известняков, залегающих над горизонтом конгломератов келловейского возраста (J_2cl). Оно представлено линейной зоной трещиноватых и ожелезненных с поверхности известняков (рис. 1). Фиксируются многочисленные плоскости скольжения в интенсивно раздробленных известняках. Первичные сульфиды в значительной мере выщелочены. По данным ОАО «Севосгеологоразведка» содержания цинка по рудопроявлению достигают 1,0%, свинца — 0,2–0,5%.

На рудопроявлении нами были отобраны три пробы: одна на самом обнажении (УРС-1), две на удалении 5 и 15 м (УРС-2 и УРС-3). Содержания Ca, Si, Fe, S, Zn, Pb, Cu определены в истертых пробах рентгенофлуоресцентным анализом (Niton XL3t900S-He GOLDD; кафедра геохимии МГУ). Правильность контролировалась по серии отечественных и зарубежных стандартных образцов (ГСО 793-76, 1230-77, 2029-79; NIST RCRA, GBM 307-14, 308-3, 309-1, 906-10, 911-16, 915-7). Расхождение между измеренными и аттестованными значениями содержания рудных элементов не превышает 5–10%.

Рис. 1. Коренные выходы окварцованных и пиритизированных известняков (J_3) на рудопроявлении Урсдон с проявлением сильной лимонитизации за счет окисления пирита

Равновесно-динамическое моделирование переотложения вещества рудных тел на карбонатном барьере выполнено при использовании пакета программ HCh [Шваров, 2008], включающего базу термодинамических данных Unitherm (система H-O-K-Na-Ca-Mg-Al-Si-Fe-C-Cl-S-Zn-Pb-Cu, описанная 54 минералами, 78 частицами водного раствора).

Результаты исследований и их обсуждение. Расчеты проведены для множества вариантов двух типов моделей. Модель 1 типа — взаимодействие рудоносного раствора только с карбонатной породой. Модель 2 типа — комбинация отложения вещества из рудоносного раствора в подводящем канале и при его реакции с кальцитом. В вариантах меняются число последовательных проточных реакторов, состав руды и исходного гидротермального раствора, отношения руда/раствор и порода/раствор, температура и давление.

На рис. 2 показана простая схема расчетов для ***модели 1 типа***: нулевой реактор — исходный безрудный раствор вступает в реакцию с веществом рудной жилы при T_0 и P_0; первый реактор — рудоносный раствор из нулевого реактора реагирует с кальцитом при T_1 и P_1. В каждом реакторе достигает равновесное состояние.

Состав руды в нулевом реакторе: кварц (Qtz), пирит (Py), сфалерит (ZnS), галенит (PbS), халькопирит (ChPy) в различных соотношениях. Температура и давление в реакторах могут быть одинаковыми или снижаться в первом реакторе. Исходный рас-

Таблица

Содержания ряда элементов на рудопроявлении Урсдон, масс.%

Проба	Ca	Fe	Si	S	Zn	Pb	Cu
УРС-1	16,1	5,89	16,6	9,52	0,0345	0,027	0,0019
УРС-2	38,8	0,27	1,2	0,21	0,0063	0,0016	0,0013
УРС-3	39,3	0,18	0,9	0,18	0,0018	0,0009	0,0023

твор состава 1 *m* NaCl, 0,5 *m* H_2CO_3, 1 кг H_2O принят в большей части расчетов. Он аналогичен составу безрудного раствора из моделей рудообразования, которые описывают формирование полиметаллических месторождений района (обоснования приводились ранее [Борисов и др., 2006, 2022; Borisov et al., 2019 и др.]). Через реакторы проходит до $N = 20$ волн растворов. Каждая следующая порция раствора реагирует со всем веществом, образованном на предыдущем шаге.

Рассмотрим часть полученных результатов.

Вариант с одинаковыми T и P в реакторах: $T = 100$ °C и $P = 100$ МПа. Состав руды в данном расчете (масс.%): 74, 95 Qtz, 20 Py, 4 ZnS, 1 PbS, 0,05 ChPy. Исходный раствор после реакции с рудой (100 г) в нулевом реакторе становится рудоносным. Его характеристики: pH = 3,1; Eh = –0,1 В; суммарные концентрации Fe = $8{,}7 \cdot 10^{-7}$ *m*, Zn = $5{,}7 \cdot 10^{-5}$ *m*, Pb = $4 \cdot 10^{-6}$ *m*, Si = $1{,}1 \cdot 10^{-3}$ *m*, Cu = $1{,}3 \cdot 10^{-7}$ *m*, S(II) = $6{,}2 \cdot 10^{-5}$ *m* (здесь и далее «*m*» соответствует моляльной концентрации, т. е. моль/1000 г H_2O). При взаимодействии такого раствора с кальцитом (100 г) повышается pH до 5, Eh снижается до –0,24 В, концентрации компонентов уменьшаются до Fe = $8{,}4 \cdot 10^{-7}$ *m*, Zn = $7{,}1 \cdot 10^{-7}$ *m*, Pb = $4{,}8 \cdot 10^{-8}$ *m*, Cu = $2{,}2 \cdot 10^{-8}$ *m*, S(II) = $1{,}5 \cdot 10^{-6}$ *m* (концентрация Si уменьшается незначительно). Видно, что реакция с кальцитом приводит к отложению (суммарно из 21 порции раствора) сфалерита до $1 \cdot 10^{-3}$ моля, галенита до $8 \cdot 10^{-5}$ моля, сульфидов меди (халькопирит, борнит — Brn, халькозин — Chl) до $1 \cdot 10^{-6}$ моля, кварца до $1{,}5 \cdot 10^{-5}$ моля. Пирит не образуется.

Положительным результатом данного варианта является формирование сфалерит-галенитовой минерализации. Однако кварца отлагается значительно меньше сульфидов, а пирита вообще нет. Для рудопроявления Урсдон характерна высокая степень окварцевания известняка и пиритизация, которая отчетливо проявляется на обнажении развитием зоны лимонитизации (рис. 1, таблица). Таким образом, рассмотренный вариант модели только частично соответствует данным по реальному объекту. Следует отметить, что данные таблицы не могут дать полную характеристику рудопроявления. В пределах ярко выраженной зоны ожелезнения известняков взята всего одна проба — УРС-1. Однако отчетливо видно, что в пробе УРС-1 по сравнению с УРС-2 и УРС-3 более чем на порядок выше содержания Fe, Si, Zn, Pb.

Понизим температуру до 90 °C в реакторе с карбонатом (остальные параметры остаются без изменения). Состав и характеристики рудоносного раствора соответствуют варианту, рассмотренному выше. Отлагаются практически аналогичные количества сфалерита, галенита и сульфидов меди, но кварца стало на два порядка больше (до $4 \cdot 10^{-3}$ моля). Окварцевание усилилось, но пиритизация не происходит. Результаты, полученные в модели с двумя реакторами при прохождении 21 порции раствора, можно рассматривать только как предварительные или качественные. Они показывают, что при реакции рудоносного раствора с кальцитом первыми отлагаются сульфиды цветных металлов. Можно предположить, что для отложения пирита необходимо изменить состав и массу руды в нулевом реакторе, а также увеличить время взаимодействия (N).

Модифицируем модель: карбонатная порода представлена тремя последовательными проточными реакторами (рис. 3) с возрастающей массой кальцита (20, 50, 100 г). Расчеты с возрастающей массой породы в проточных реакторах ранее применялись нами для моделирования метасоматической зональности вмещающих оруденение пород [Борисов, 2000].

Состав руды в данной модели (масс.%): 77,499 Qtz, 20 Py, 2 ZnS, 0,5 PbS, 0,001 ChPy. В нулевом реакторе 5 г руды взаимодействует с исходным хлоридно-углекислым раствором. Расчеты проведены для двух вариантов: 1) температура во всех реакторах постоянная (100 °C); 2) температура в нулевом реакторе 100 °C, а в трех реакторах с карбонатом снижается до 90 °C. Через все реакторы проходит 51 порция раствора ($N = 50$ и счет идет от 0). Значения N можно рассматривать как относительную шкалу времени.

При постоянной температуре во всех реакторах (левая часть рис. 4) хорошо видно, что в первом реакторе содержание пирита быстро растет по мере растворения и переотложения в следующий реактор сульфидов цинка и свинца. Этот процесс начинается при полном выщелачивании сфалерита и галенита из исходной руды. После прохождения 25–30 порций раствора, в первом реакторе устойчива ассоциация Py+Qtz ($1 \cdot 10^{-5}$ и $3 \cdot 10^{-6}$ моля), во втором — ZnS+PbS+Qtz+Py, в третьем реакторе — Cal+ZnS+PbS+Qtz. При дальнейшем развитии процесса (при $N > 35$) область пиритизации распространяется на второй реактор и частично на третий. Необходимо отметить, что пирит также будет отлагаться в реакторах при реакции с кальцитом, но в варианте полного отсутствия или очень маленького количества сульфидов Zn, Pb и Cu в исходной руде (установлено в отдельной серии расчетов).

При снижении температуры в известняке (правая часть рис. 4, $N = 30$–35) в первом реакторе ассоциация минералов, по сравнению с изотермическим вариантом, осталась аналогичной, но при значительном преобладании кварца над пиритом:

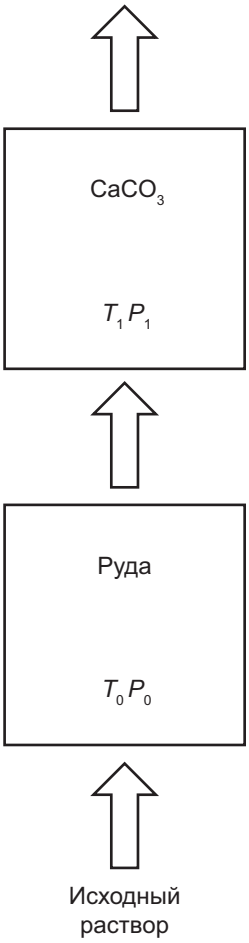


Рис. 2. Двухреакторная схема расчетов в модели 1 типа

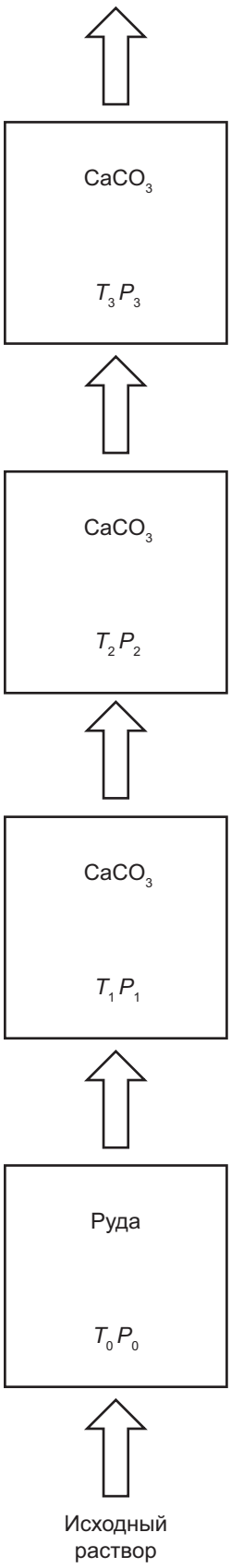


Рис. 3. Многореакторная схема расчетов в модели 1 типа

Qtz+Py ($7 \cdot 10^{-3}$ и $3 \cdot 10^{-5}$ моля). Во втором и третьем реакторах значимых отличий нет.

Главным итогом расчетов по рассмотренной модели является установление возможности отложения кварца, пирита и сульфидов Zn, Pb, Cu при реакции с карбонатными породами в изотермических условиях. Небольшое снижение температуры в карбонатной породе усиливает ее окварцевание и пиритизацию.

Расширить область отложения минералов можно в модели, в которой дополнительно учитывается минералообразование в подводящих рудоносные растворы трещинах в карбонатных породах. На рис. 5 показана многореакторная схема расчетов для ***модели 2 типа***: 0 реактор — исходная руда (T_0, P_0); 1–5 реакторы — «пустое» трещинное пространство в карбонатных породах, где при понижении температуры из рудоносного раствора формируется модельная жила (от T_1–P_1 до T_5–P_5); 1к–3к реакторы — кальцит в околотрещинном пространстве (массой 20, 50 и 100 г) с T'-P' отвечающими аналогичным в реакторах 1–5. В модели последние три реактора представляют микротрещиноватое и пористое пространство в карбонатной породе рядом с основной жилой. Расчеты проводились для каждого уровня по температуре. На рис. 5 показаны в качестве примера только два уровня по температуре (T_2' и T_4'), где в трех проточных реакторах происходит взаимодействие раствора из трещинного канала с известняком.

Рассмотрим результаты расчетов по модели второго типа, когда температура при реакции с рудой составляет 150 °C. В реакторах 1–5 происходит постепенное понижение T от 140 до 100 °C (шаг 10 °C). Кальцит реагирует с раствором из трещинного канала при постоянной температуре (реакторы 1к-3к).

Повышение температуры при реакции исходного раствора с рудой (в отличие от рассмотренных выше вариантов) приводит к росту суммарных концентраций компонентов: Fe = $2 \cdot 10^{-6}$ m, Zn = $1{,}7 \cdot 10^{-4}$ m, Pb = $1{,}8 \cdot 10^{-5}$ m, Si = $2{,}5 \cdot 10^{-3}$ m, Cu = $1{,}4 \cdot 10^{-6}$ m, S(II) = $1{,}9 \cdot 10^{-4}$ m (pH = 3,3; Eh = –0,13 В). Отложение вещества в трещинах описано нами слоевым механизмом [Борисов, 2000 и др.], когда из каждой порции рудоносного раствора из нулевого реактора отлагается отдельный слой минералов, а равновесный с ними раствор перетекает в следующий реактор с понижением температуры. Этот же раствор из трещинного канала в изотермических условиях реагирует с кальцитом в системе из трех проточных реакторов. При этом взаимодействии каждая следующая порция раствора полностью перерабатывает вещество, сформированное на предыдущем шаге. Такой механизм взаимодействия было предложено называть реакционным [Борисов, 2000]. Таким образом, в модели второго типа сочетаются слоевой и реакционный механизмы рудообразования. Часть результатов расчетов (при $N = 10$) по одному из вариантов модели 2 типа показаны на рис. 6.

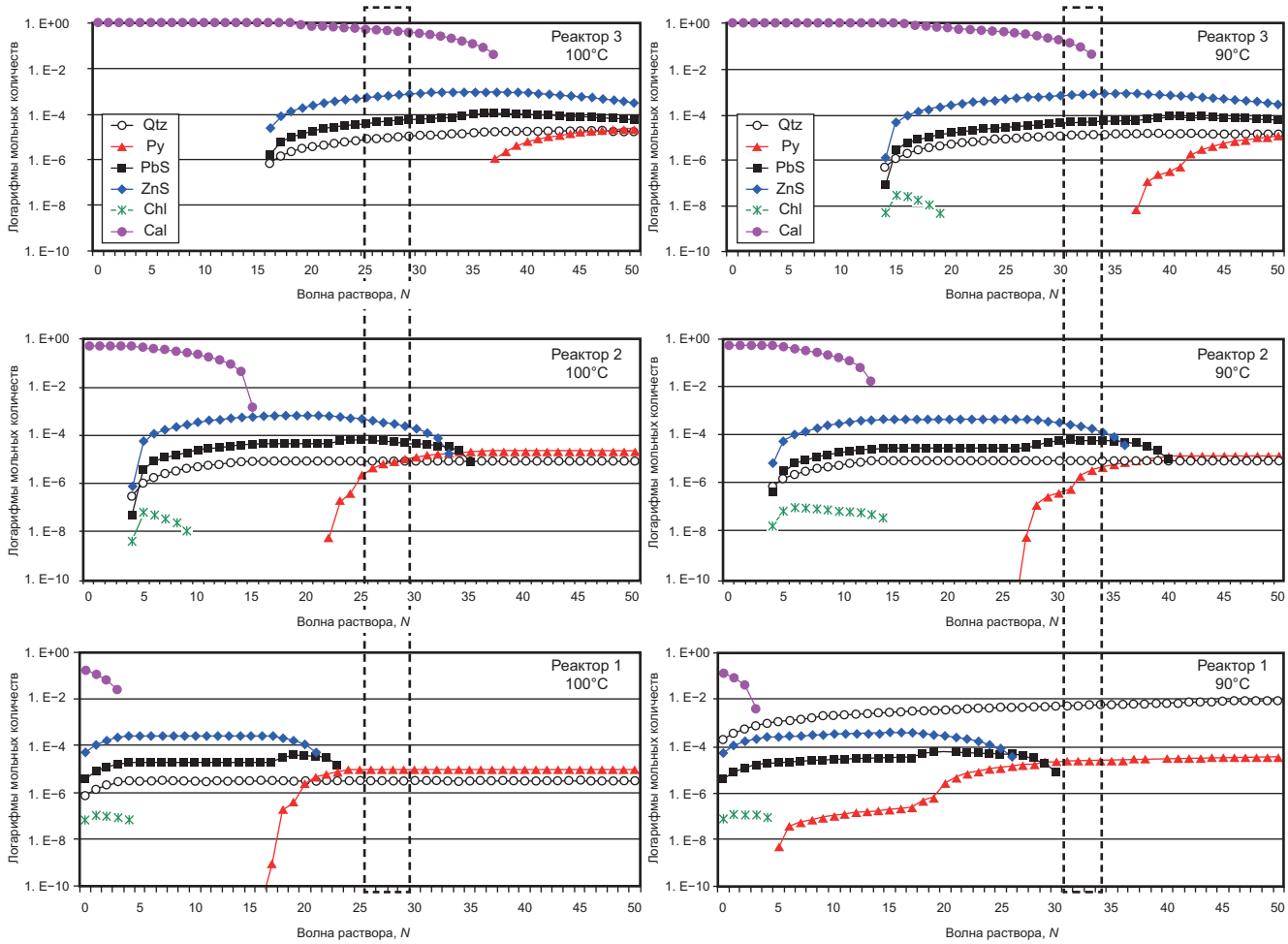


Рис. 4. Результаты расчетов по модели 1 типа (три последовательных реактора с кальцитом). В левой части — вариант с постоянной температурой во всех реакторах (100 °C). В правой части — вариант с понижением температуры до 90 °C в карбонатной породе. Пунктиром помечен интервал по волнам рудоносного раствора (*N*) со сменой минеральных ассоциаций по реакторам

По данным рис. 6 необходимы пояснения. Слева от пунктирных линий показаны минералы, которые отлагаются в модельной жиле при понижении температуры, но это только один слой, образованный при $N = 10$. Кварц и сульфиды отлагаются и на всех предшествующих волнах раствора (от 0 до 9), т. е. суммарное количество новообразований на порядок выше, чем показано на рис. 6. Так например, кварца при 140 °C суммарно отлагается $3{,}7 \cdot 10^{-3}$ моля, а в одном слое только $3{,}4 \cdot 10^{-4}$ моля. Аналогично и с пиритом: суммарно — $4 \cdot 10^{-6}$ моля, а в одном слое — $3{,}7 \cdot 10^{-7}$ моля. При этой температуре отлагаются сфалерит (до $3{,}3 \cdot 10^{-4}$ моля) и галенит (до $4{,}3 \cdot 10^{-5}$ моля). С понижением температуры (от 140 до 100 °C на рис. 6, *А, Б*; от 140 до 130 °C на рис. 6, *В, Г*) количество отложенного вещества снижается, поскольку концентрации компонентов в рудоносном растворе падают. Формируется обычная кварц-полиметаллическая жила.

Справа от пунктирных линий показаны минералы, которые образуются при реакции с кальцитом (реакторы 1к-3к на рис. 5). Кальцит на рис. 6 не показан. На 11 ($N = 10$) волне растворов из трещинного канала он полностью растворился в ректоре 1к (ближнем к пунктирной линии), частично растворился в реакторе 2к и очень мало — в реакторе 3к. Отложение кварца и сульфидов в этих реакторах неравномерное. Количество кварца по сравнению с жилой уменьшается на 2 порядка (до $5 \cdot 10^{-6}$ моля в ректорах 1к и 2к, рис. 6, *А*). На рис. 6, *А, Б* хорошо видно, что максимумы отложения сфалерита ($3{,}4 \cdot 10^{-4}$ моля), галенита ($2{,}4 \cdot 10^{-5}$ моля) и халькопирита ($1{,}9 \cdot 10^{-7}$ моля) реализуются в реакторе 2к, где кальцит растворился частично. Нужно отметить, что эти количества соизмеримы с суммарным отложением сульфидов в жиле на данном уровне по температуре. На рис. 6, *В, Г* показана ситуация при более высокой температуре взаимодействия раствора с кальцитом (130 °C). В этом случае максимумы отложения сфалерита ($7{,}8 \cdot 10^{-4}$ моля) и галенита ($7{,}6 \cdot 10^{-5}$ моля) приходятся на реактор 1к, а халькозина — на реактор 2к. В последнем реакторе кварц и сульфиды не отлагаются. Пирит отлагается только при полном растворении кальцита, что хорошо видно на рис. 6, *Б, Г* ($2{,}2 \cdot 10^{-8}$ моля при 100 °C и $1{,}4 \cdot 10^{-7}$ моля при 130 °C).

Эффективность отложения пирита можно усилить, если уменьшить отношение руда/вода в нуле-

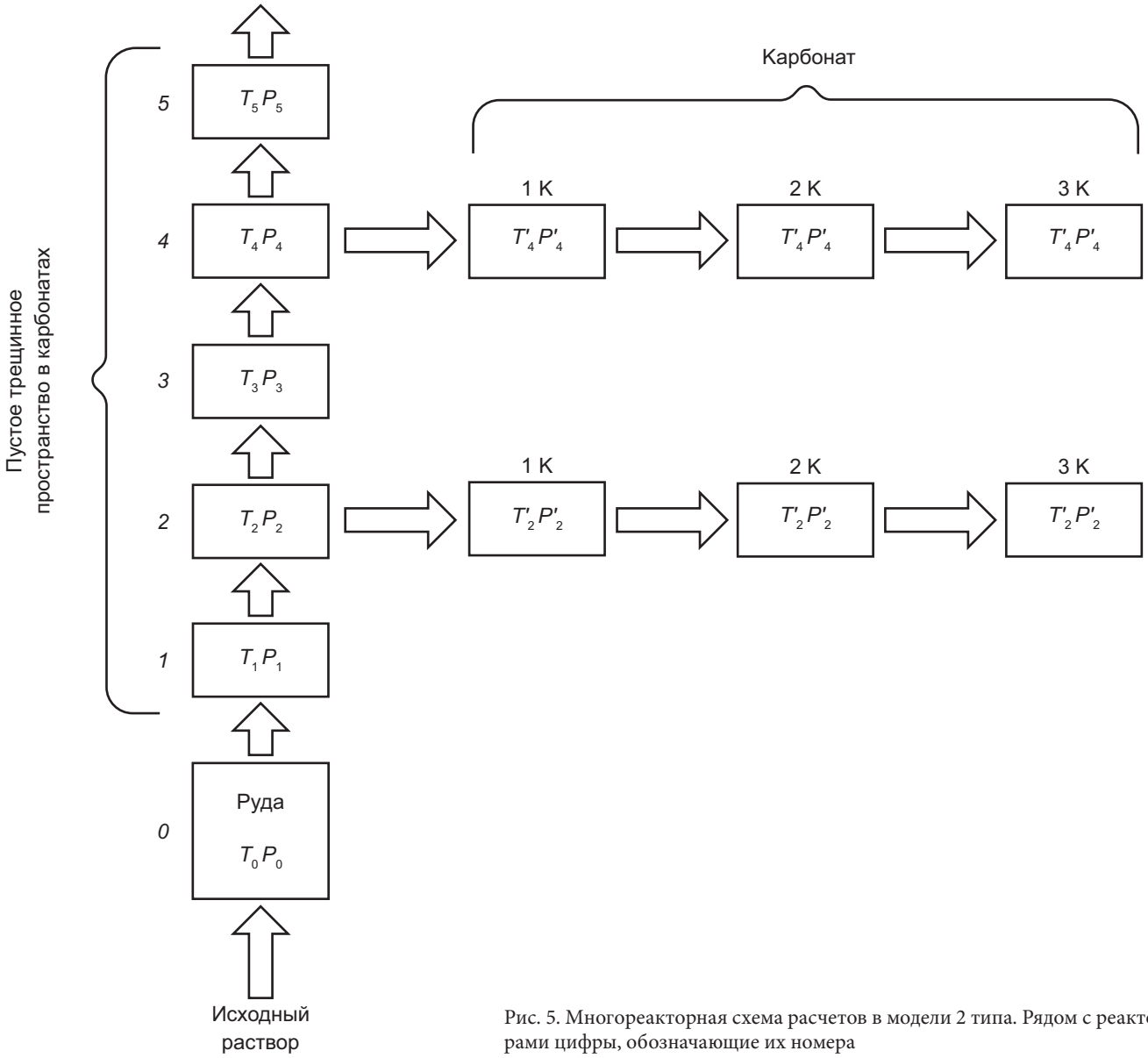


Рис. 5. Многореакторная схема расчетов в модели 2 типа. Рядом с реакторами цифры, обозначающие их номера

вом реакторе. Один из результатов такого расчета приведен на рис. 7.

В данном варианте расчета масса руды в нулевом реакторе понижена до 5 г (в предшествующих расчетах было 100 г). Состав руды (масс. %): 74,95 Qtz, 20 Py, 4 ZnS, 1 PbS, 0,05 ChPy. Поскольку количество сфалерита, галенита и халькопирита в исходной руде стало меньше, то их выщелачивание происходит быстрее. Так сфалерит полностью выщелачивается из руды при $N=11$, галенит — при $N=10$, халькопирит — при $N=7$. По сравнению с рассмотренным выше вариантом это приводит к отличиям в отложении данных минералов в жиле и в околожильном пространстве при реакции с кальцитом. В модельной жиле сфалерит и галенит отлагаются в 12 первых слоях, а сульфиды меди — в 8. Кварц и пирит отлагаются во всех слоях до $N=20$. Поэтому в одном слое при $N=20$ только два этих минерала показаны на рис. 7 левее пунктирной линии. В этом слое отлагается от $4{,}5\cdot10^{-6}$ до $1{,}1\cdot10^{-6}$ моля пирита. Суммарное содержание пирита в жиле во всех слоях значительно выше: $4{,}4\cdot10^{-5}$ моля при 140 °C и $1\cdot10^{-5}$ моля при 100 °C. Это на порядок больше, чем было получено в варианте, представленном на рис. 6.

Что происходит в околожильном пространстве (три реактора правее пунктирной линии). В двух первых реакторах на фоне полного растворения кальцита формируется яркий максимум отложения пирита (до $9{,}2\cdot10^{-6}$ моля). Однако этот максимум практически равен суммарным содержаниям пирита в жиле. Максимумы отложения сфалерита ($4{,}2\cdot10^{-4}$ моля), галенита ($2{,}9\cdot10^{-5}$ моля) и халькопирита ($3{,}7\cdot10^{-7}$ моля) реализуются в среднем реакторе. В последнем реакторе кальцит растворяется частично и в нем отложение пирита не происходит, но кварц и рудные минералы накапливаются.

Таким образом, можно считать, что в моделях второго типа удается получить минерализацию сопоставимую с той, которая наблюдается на рудопроявлении Урсдон. На обнажении (рис. 1) можно видеть плоскость контакта рудной жилы и карбонатных пород.

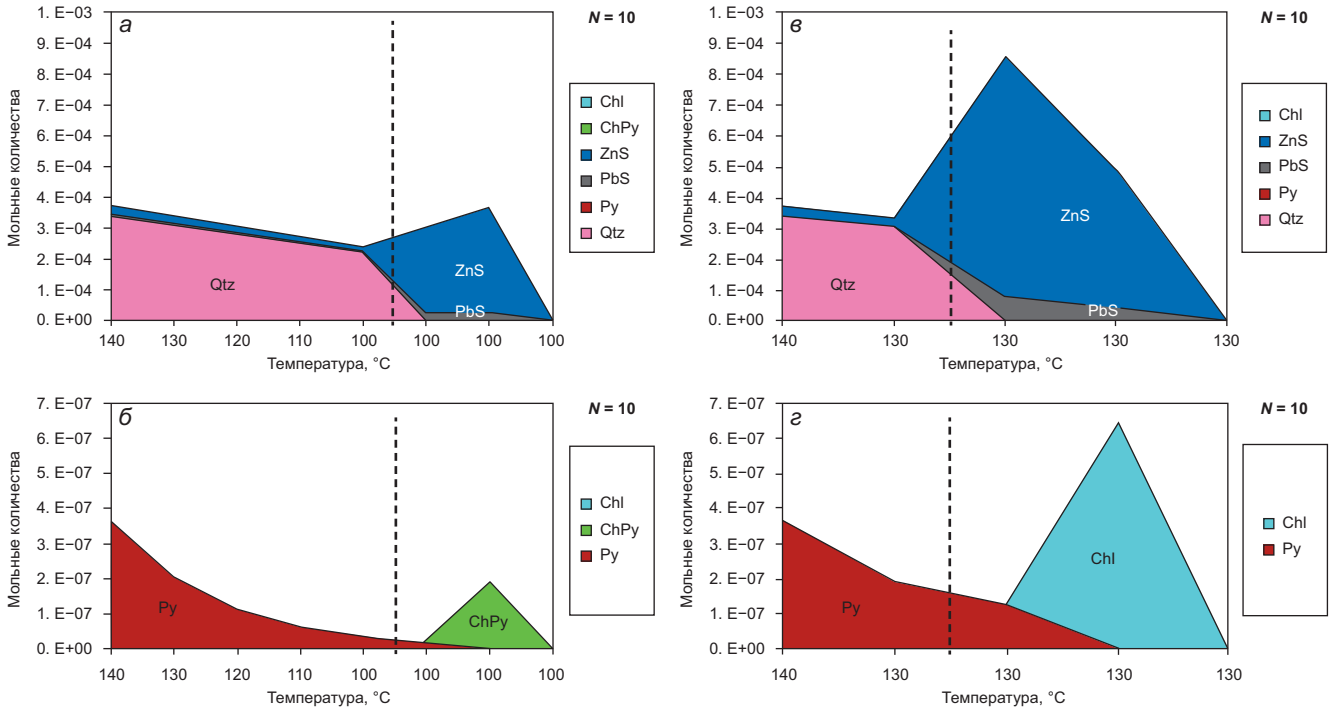


Рис. 6. Результаты расчетов по модели 2 типа. Отложение минералов в жилах и при реакции с кальцитом. *а–б*: 5 реакторов от 140 до 100 °C — трещинный канал, 3 реактора на уровне 100 °C — реакция с кальцитом (*а* — основные минералы, *б* — минералы в меньших количествах); *в–г*: 2 реактора от 140 до 130 °C — трещинный канал, 3 реактора при 130 °C — реакция с кальцитом (*в* — основные минералы, *г* — минералы в меньших количествах). Пунктирная линия разделяет область образования жилы (слева) и область реакции с карбонатной породой (справа)

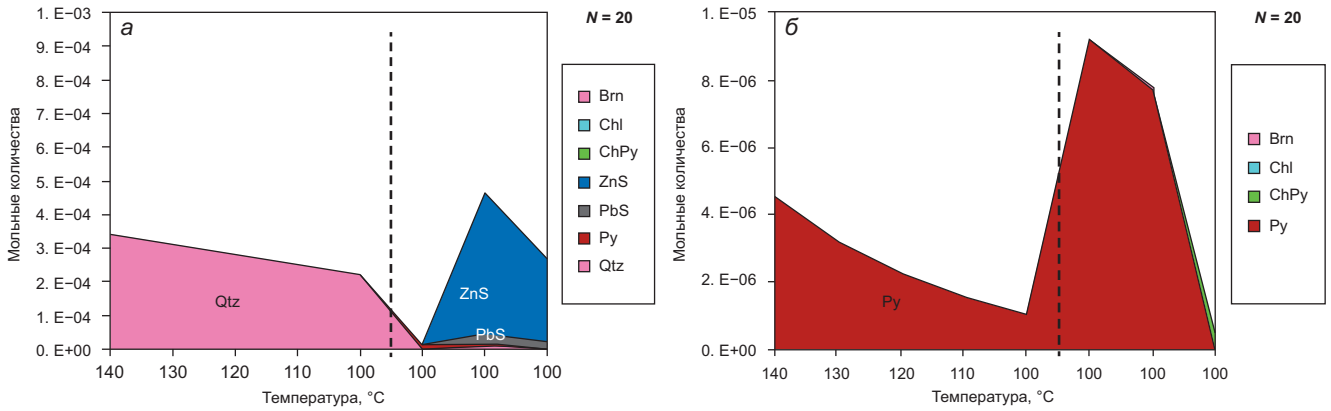


Рис. 7. Результаты расчетов по модели 2 типа при уменьшении отношения руда/вода. Отложение минералов в трещинных каналах и при реакции с кальцитом (прохождение 21 волн раствора). *а* — основные минералы, *б* — минералы в меньших количествах

Модели можно было бы усложнить. Например, представить зону мобилизации рудных компонентов не одним реактором, а несколькими с разным составом руды. Но это в реальности зависит от знания пути, по которому проходил раствор. А это установить невозможно. Можно было бы изменить температуру и шаг ее понижения в трещинном канале, но для этого нужно проводить дополнительные исследования, которые вряд ли принципиально повлияют на полученные результаты. Варианты с уменьшением давления и с изменениями состава безрудного раствора дополнительной информации не добавляют.

Заключение. В исследованных равновесно-динамических моделях установлено, что карбонатный барьер способствует отложению кварца, пирита и сульфидов Zn, Pb, Cu даже в изотермических условиях. Источником компонентов таких руд могут являться ранее сформированные полиметаллические месторождения при повторной активизации гидротермальной системы. Сфалерит, галенит и сульфиды меди отлагаются на ранних этапах формирования рудопроявлений в карбонатных породах. Преимущественное и максимальное отложение пирита в этой системе происходит позже по растворопoдводящим трещинам и в пространстве вмещающих карбонатных пород при полной мобилизации сульфидов Zn, Pb, Cu из источника этих компонентов. Небольшое снижение температуры рудоносного раствора в карбонатных породах приводит к значительному

росту отложения кварца. Процессы переотложения рудных компонентов на карбонатном барьере, исследованные в наших моделях, могут реализоваться не только на полиметаллических месторождениях, но и на других рудных объектах.

Финансирование. Исследования выполнены в рамках работы по госбюджетной теме «Развитие комплексных методов физической, прогнозно-поисковой и экологической геохимии» (номер ЦИТИС: 121061600048-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М.: Научный мир, 2000. 360 с.

Борисов М.В., Бычков Д.А., Шваров Ю.В. Геохимические структуры полиметаллических жил выполнения и параметры гидротермального рудообразования // Геохимия. 2006. № 11. С. 1218–1239.

Борисов М.В., Бычков Д.А., Шваров Ю.В., Лубкова Т.Н. Процессы гидротермального жильного свинцово-цинкового рудообразования: геохимические данные и термодинамические модели // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 3. С. 26–36.

Некрасов Е.М. Структурные условия локализации жильных свинцово-цинковых месторождений. М.: Недра, 1980. 255 с.

Шваров Ю.В. HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических процессов, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 898–903.

Borisov M.V., Bychkov D.A., Volkova M.M., Shvarov Yu.V. Role of water/rock interaction in the formation of ore-bearing solutions and deposition of hydrothermal ore, Sadon Mining District, North Caucasus Mountains, Russia // 16 International Symposium on Water-Rock Interaction (WRI-16). 2019. Vol. 98. EDP Sciences (France). Article № 05003.

Статья поступила в редакцию 28.03.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 550.4.02 550.41 550.42
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-124-129

ОСОБЕННОСТИ АДСОРБЦИИ РТУТИ (II) НА ПЕСЧАНО-ГЕЛЕВОМ МАТЕРИАЛЕ

Джамиля Салаватовна Салаватова[1], Дмитрий Алексеевич Бычков[2], Рената Вилевна Фяйзуллина[3], Маргарита Львовна Кулешова[4], Татьяна Георгиевна Шимко[5]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; salavatova-jamilya2012@yandex.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; krok@geol.msu.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; fiaizullina@geol.msu.ru
[4] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; rita5715@mail.ru
[5] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tshimko@yandex.ru

Аннотация. Изучены адсорбционные свойства песчано-гелевого материала (ПГМ) в отношении ионов ртути (II). Показано, что изучение адсорбции в статических условиях является некорректным, поскольку при контакте с сорбентом в раствор переходят оксалаты, образующие устойчивые комплексы со ртутью, не способные к сорбции. Величина адсорбции ртути на ПГМ достигает 0,21 мг/г, а поглощающая способность — 0,35 мг/см^3. Установлено, что изученный материал эффективно поглощает ионы ртути (II), а значит может применяться для очистки сточных вод при ртутных загрязнениях.

Ключевые слова: ртуть, адсорбция, искусственные сорбенты, очистка сточных вод, геохимические барьеры

Для цитирования: *Салаватова Д.С., Бычков Д.А., Фяйзуллина Р.В., Кулешова М.Л., Шимко Т.Г.* Особенности адсорбции ртути (II) на песчано-гелевом материале // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 124–129.

FEATURES OF MERCURY (II) ADSORPTION ON SAND-GEL MATERIAL

Dzhamilya S. Salavatova[1], Dmitry A. Bychkov[2], Renata V. Fiaizullina[3], Margarita L. Kuleshova[4], Tatyana G. Shimko[5]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; salavatova-jamilya2012@yandex.ru
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; krok@geol.msu.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; fiaizullina@geol.msu.ru
[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; rita5715@mail.ru
[5] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tshimko@yandex.ru

Abstract. The adsorption properties of sand-gel material (SGM) with respect to mercury (II) ions were studied. It has been shown that studying adsorption under static conditions is incorrect, since upon contact with the sorbent, oxalates pass into the solution, forming stable complexes with mercury that are not capable of sorption. The adsorption value of mercury on SGM reaches 0.21 mg/g, and the adsorption capacity is 0.35 mg/cm^3. It has been established that the studied material effectively adsorbs mercury (II) ions, and therefore can be used for wastewater treatment with mercury contamination.

Keywords: mercury, adsorption, synthetic sorbents, wastewater treatment, geochemical barriers

***For citation*:** Salavatova D.S., Bychkov D.A., Fiaizullina R.V., Kuleshova M.L., Shimko T.G. Features of mercury (II) adsorption on sand-gel material. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 124–129. (In Russ.).

Введение. Проблемы защиты окружающей среды от различных загрязнителей не теряют своей актуальности по сей день. Ртуть — один из самых токсичных металлов. Ртутьсодержащие отходы относятся к I классу опасности во всех средах. Некорректное обращение со ртутью и ее соединениями привело к нескольким экологическим трагедиям, повлекшим за собой массовые заболевания и гибель людей.

Адсорбционное извлечение загрязнителей является одним из универсальных методов очистки стоков производственных предприятий. Сорбентами обычно выступают активированный уголь, зола, шлаки, синтетические сорбенты, силикагели и прочие. Большое количество исследований посвящено изучению сорбентов естественного происхождения (глинистые породы, цеолиты и др.), которые обладают значительной поглотительной способностью без всякой дополнительной обработки, что является их преимуществом перед искусственными сорбентами [Trakarnpruk, Chirandorn, 2005; Fiaizullina et al., 2017; Azzahra, Masrura, 2021; Салаватова и др., 2023; Darmadi et al., 2023 и проч.]. Для небольших территорий предложен метод оконтуривания их слабопроницаемым геохимическим барьером. Одна-

ко в случае, если загрязненная территория большая по площади, и требуется очистка больших объемов жидких отходов, это приведет к заболачиванию местности. В этом случае необходим *проницаемый* геохимический барьер, обладающий стабильностью, совместимостью с окружающей средой, доступностью и сравнительно невысокой стоимостью.

В Лаборатории охраны геологической среды геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова был разработан сорбент [Пат. 2784367], представляющий собой песок, модифицированный гелеобразующим раствором щавелево-алюмосиликатного состава, далее — песчано-гелевый материал (ПГМ). Процесс приготовления ПГМ опирается на гель-золь технологии, используемые в производстве наноструктурных материалов. В результате на поверхности частиц песка образуется пленка геля с сохранением наноразмеров структурных элементов и достаточно высокими значениями удельной поверхности, которые усиливают сорбционные свойства материала. Повышение фильтрующих свойств ПГМ достигается путем его механического разрушения после перехода щавелево-алюмосиликатного золя в гелеобразное состояние [Сергеев и др., 2021].

Поверхность алюмосиликатного ПГМ несет частичный отрицательный заряд, который определяет высокое сродство к ней загрязнителей катионного характера, таких как ионы тяжелых металлов и радионуклидов. При погружении сорбента в воду или обводненную среду пленка присоединяет молекулы воды и межмицеллярные полости частично восстанавливаются. Наличие в пленке жидкой фазы создает благоприятные условия для диффузии в нее веществ из контактирующего раствора.

Поглощающая способность ПГМ изучена в отношении ионов цезия (I), стронция (II), неодима (III), тория (IV), ванадия (V), урана (VI) [Сергеев и др., 2009], свинца (II) [Данченко и др., 2011] и кадмия (II) [Кулешова, Данченко, 2019]. Опыт вышеперечисленных исследований характеризует ПГМ как хороший поглотитель загрязняющих веществ. Однако ртуть среди них ранее не фигурировала, поэтому данное исследование посвящено изучению адсорбционных свойств ПГМ в отношении ионов ртути (II).

Материалы и методы. Сорбент для настоящих исследований готовился в соответствии с запатентованной рецептурой [Пат. 2784367]. В качестве основы ПГМ использовался природный песок, гранулометрический и минеральный состав которого приведены в табл. 1 и 2 соответственно. Плотность твердой фазы песка 2,64 г/см^3. Коэффициент фильтрации исходного песка 22–28 м/сут.

Щавелево-алюмосиликатный гель готовился при следующем соотношении компонентов:

– силикат натрия (жидкое стекло) плотностью 1,19 г/см^3 — 5 частей;

– отвердитель, в состав которого входит щавелевая кислота (40 г/л) и сернокислый алюминий (40 г/л) — 4 части.

Таблица 1

Гранулометрический состав исходного песка

Размер фракции, мм	4-2	2–1	1–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	<0,05
Содержание, %	-	-	4	49	41	4	2

Таблица 2

Минеральный состав исходного песка

Минерал	Смектит	Гидро-слюда	Кварц	Полевой шпат	Гоезит
Содержание, %	0,4	1,7	96,6	1,0	0,3

При таком соотношении компонентов время гелеобразования составляет 1–1,5 часа.

Схема изготовления сорбента включала в себя два этапа: 1) золь вводился в песок до полного заполнения порового пространства (30–35% от объема песка), и выдерживалось время гелеобразования; 2) образец разрушался и доводился до воздушно-сухого состояния ($W = 5\%$).

Предыдущие исследования сорбционных свойств высушенного ПГМ показали лучшие значения поглощающей способности по сравнению с гидрогелем [Кулешова, Данченко, 2019]. Этот вариант сорбента и использовался в настоящем исследовании.

Аппаратура и реактивы. В экспериментах использовались полипропиленовые пробирки объемом 50 мл («Ningbo Greetmed», «JetBiofil», Китай). Источником ионов Hg^{2+} служил ГСО 9К-1 («ЦСОВВ», Россия), представляющий собой водный раствор ртути азотнокислой, подкисленный азотной кислотой (молярная концентрация кислоты СО составляет 0,1 моль/дм^3); а также ГСО 7879-2001 (НК-ЭК) («ЭКРОС», Россия) — раствор ртути азотнокислой в 1М азотной кислоте.

Концентрации ионов ртути (II) определялись атомно-абсорбционным методом на спектрометре РА-915М с беспламенным типом атомизации («Люмэкс», Россия). Для реализации метода «холодного пара» использована приставка РП-92 («Люмэкс», Россия). Катионы ртути восстанавливались 10%-ным раствором хлорида олова (II) 2-водного квалификации «ч.» («Химмед», Россия) в 15%-ной серной кислоте квалификации «ос.ч.» («Сигма Тек», Россия). Защита газового тракта от попадания паров кислот осуществлялась при помощи 30%-ного раствора натрия гидроксида квалификации «ч.д.а.» («Химмед», Россия).

Концентрации ионов ртути, поглощенных адсорбентом, определялись по формуле:

$$\Gamma_i = \frac{(C - C_i) \cdot m_{\text{раствора}}}{m_{\text{сорбента}}}, \quad (1)$$

где $Г_i$ — величина адсорбции, мкг/г; C и C_i — исходная и равновесная концентрации ионов ртути в растворе, нг/г; $m_{раствора}$ — масса раствора, г; $m_{сорбента}$ — масса сорбента, г.

Следует отметить, что предварительно измеренные концентрации ртути в большинстве полученных растворов заметно превышали верхний предел калибровки, поэтому для получения достоверных результатов необходимо было их дополнительное разбавление. Раствор разбавления представляет собой 0,02%-ный раствор бихромата калия, дополнительно очищенный от ртути («Merck», Германия) в 5%-ной азотной кислоте квалификации «ос.ч.» («Химмед», Россия), дополнительно перегнанной без кипения. Для проведения измерений кислотности растворов был использован стеклянный комбинированный электрод «ЭСК-10601/7» («Измерительная техника», Россия). Все навески брались на весах Vibra AJ («Shinko Denshi Co., Ltd», Япония) с точностью до 0,001 г. Прокачка раствора через колонку с сорбентом осуществлялась при помощи перистальтического насоса с регулируемой скоростью Masterflex C/L.

Методика экспериментов. Сорбция ртути на ПГМ определялась двумя способами — в статическом и динамическом режимах.

В статических условиях изучалась кинетика сорбции ртути и проводились эксперименты с разными соотношениями сорбента (ПГМ) и раствора ртути. Для изучения кинетики были поставлены 2 экспериментальные серии. В первой серии опытов навеска сорбента составила 0,2 г, время экспозиции — от 1 до 24 часов. Во второй серии масса ПГМ была 0,6 г; время экспозиции — от 15 минут до 4 суток. Во всех опытах концентрация ртути (II) в каждой пробе составила 500 нг/г, объем растворов доводился до 50 мл бидистиллированной водой. Пробирки перемешивались вручную 4 раза в день. Помимо этого, были поставлены две параллельные серии опытов с разными соотношениями сорбента и раствора. Масса навески варьировала от 0,1 до 1 г, исходная концентрация ртути — 500 нг/г, время экспозиции составило 18 часов.

В динамических условиях ртутьсодержащий раствор при помощи перистальтического насоса Masterflex C/L прокачивался с постоянной скоростью через образец ПГМ, помещенный в опытную колонку. На выходе из колонки фильтрат отбирался для определения концентрации ртути. Масса сорбента составила 47 г, высота образца — 4 см, площадь сечения колонки — 7,07 см^2. Скорость прокачки равнялась 120 мл/сут. Исходная концентрация ртути составила 5 мкг/г. Отбор фильтрата производился 4–5 раз в день. Всего в ходе эксперимента было отобрано 232 пробы. Температура воздуха в лаборатории на протяжении экспериментов составила 26,8 ± 4,2 °C.

Результаты и их обсуждение. Для изучения кинетики сорбции ртути на ПГМ в статических условиях были поставлены две экспериментальные серии, отличающиеся соотношением сорбента к раствору (1 : 250 и 3 : 250) и временем экспозиции. Результаты эксперимента представлены в табл. 3.

Таблица 3

Результат изучения кинетики адсорбции ртути на ПГМ (τ — время экспозиции)

№ пп	Образец	Соотношение сорбент/раствор	C, нг/г	C_i, нг/г	$Г_i$, мкг/г	τ, ч
1	Х-0,25ч	3:250	509	453	4,68	0,25
2	Х-0,5ч	3:250	511	452	4,87	0,5
3	Х-1ч	3:250	511	453	4,82	1,0
4	Х-2ч	3:250	511	448	5,25	2,0
5	Х-4ч	3:250	512	444	5,72	4,0
6	Х-8ч	3:250	512	428	7,11	8,0
7	Х-16ч	3:250	514	438	6,40	15,9
8	Х-1д	3:250	512	421	7,61	24,0
9	Х-2д	3:250	512	410	8,51	47,5
10	Х-4д	3:250	512	407	8,71	95,6
11	Х-1/21	1:250	516	428	21,8	1,1
12	Х-2/21	1:250	513	410	25,2	4,1
13	Х-3/21	1:250	513	399	28,5	8,3
14	Х-4/21	1:250	515	380	33,3	22,5

Отмечается, что в серии с большей массой сорбента в растворе (обр. 1-10) наблюдаются меньшие величины адсорбции, по сравнению с экспериментами с меньшей навеской ПГМ (обр. 11-14), за одинаковое время экспозиции, что парадоксально (рис. 1).

Исходя из этого, были высказаны два предположения о том, что сорбция ртути может зависеть: а) от соотношения твердой и жидкой фаз в экспериментах; б) от различия лабораторных пробирок, поскольку две экспериментальные серии проводились в пробирках разных производителей. Для проверки были поставлены эксперименты с двумя параллельными сериями в пробирках производителей Ningbo Greetmed и Jet Biofil (Китай) с разными соотношениями сорбента и раствора. Результаты экспериментов представлены в табл. 4 и на рис. 2.

Таблица 4

Результат экспериментов с разными соотношениями сорбент/раствор (S — пробирки производителя Ningbo Greetmed; Z — пробирки Jet Biofil)

№ пп	Образец	Соотношение сорбент/раствор	C, нг/г	C_i, нг/г	$Г_i$, мкг/г	τ, ч
1	S-0,1г	1:500	521	436	42,1	18,0
2	S-0,3г	3:500	521	422	16,4	18,1
3	S-1г	1:50	521	447	3,70	18,3
4	Z-0,1г	1:500	521	423	48,9	18,5
5	Z-0,3г	3:500	519	413	17,9	18,6
6	Z-1г	1:50	520	434	4,34	19,0

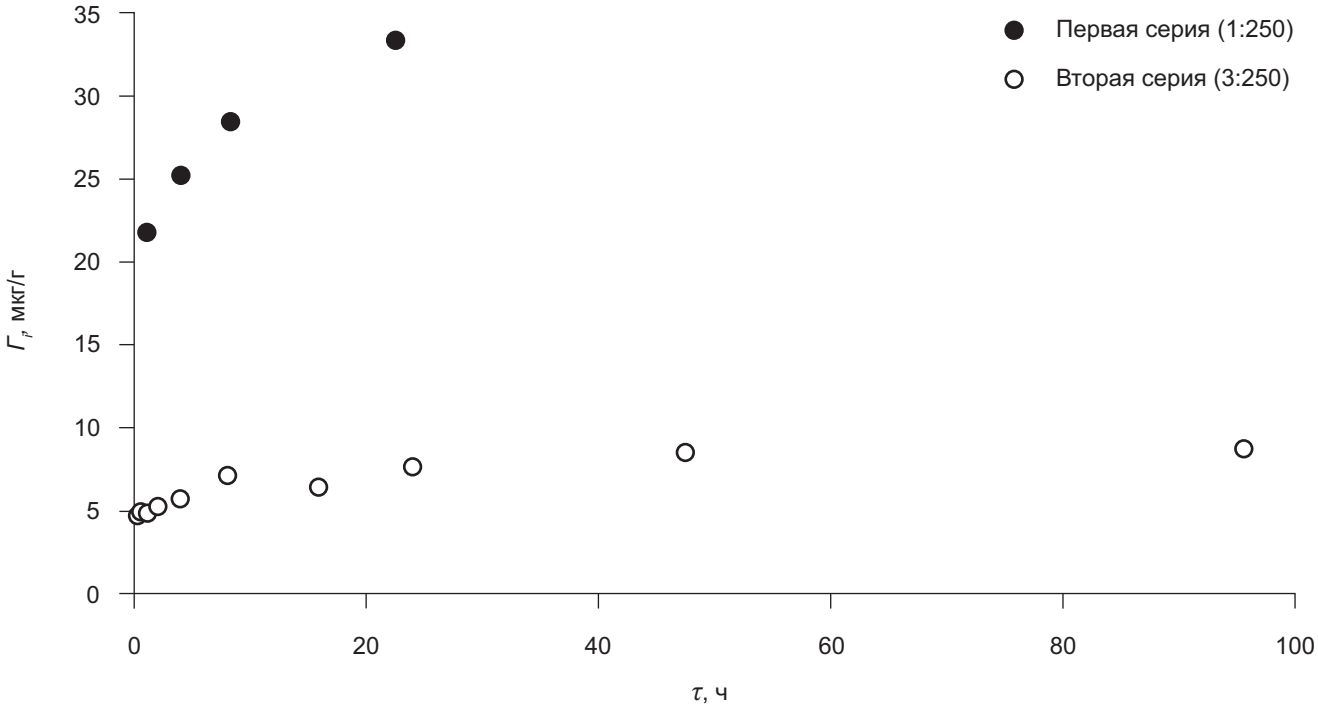


Рис. 1. Кинетика адсорбции ртути (II) в статических условиях на ПГМ при разных соотношениях сорбент/раствор

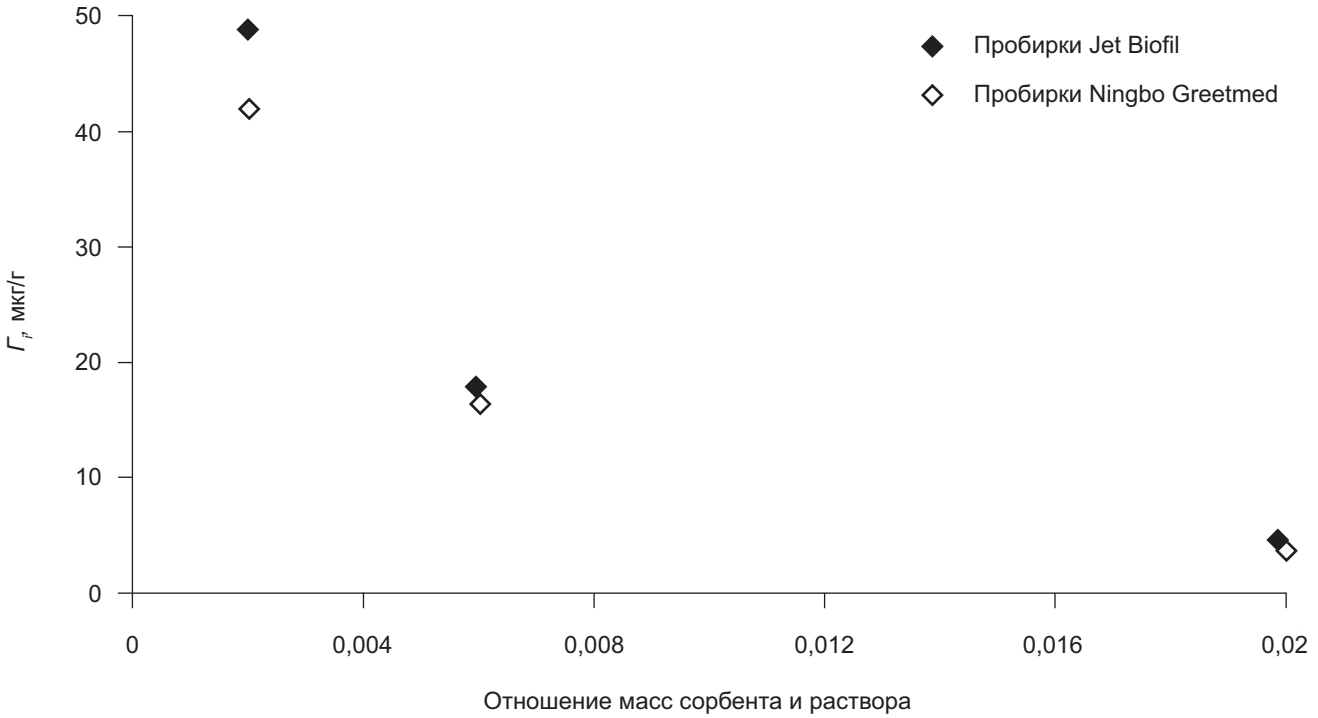


Рис. 2. Величины сорбционной емкости, полученные с использованием лабораторной посуды двух разных производителей при разных соотношениях сорбент/раствор

Сравнение полученных данных, как совокупностей с попарно связанными замерами [Шестаков, 1988] показало, что отклонение значений величины адсорбции в параллельных сериях опытов не значимо.

Суммируя все данные, полученные в экспериментах в статических условиях, необходимо отметить явную зависимость сорбции от соотношения сорбента и раствора (рис. 2), причем максимальная равновесная концентрация ртути наблюдается в экспериментах с максимальным отношением сорбента к раствору. Это связано с тем, что при контакте с ПГМ в раствор переходят оксалаты (соли щавелевой кислоты), которые в свою очередь образуют устойчивые комплексы со ртутью. Устойчивость оксалатных комплексов ртути в растворе (константа устойчивости Hg (II)-оксалат составляет $4{,}6 \times 10^9$ [Pehkonen, Lin, 1998]) настолько высока, что препят-

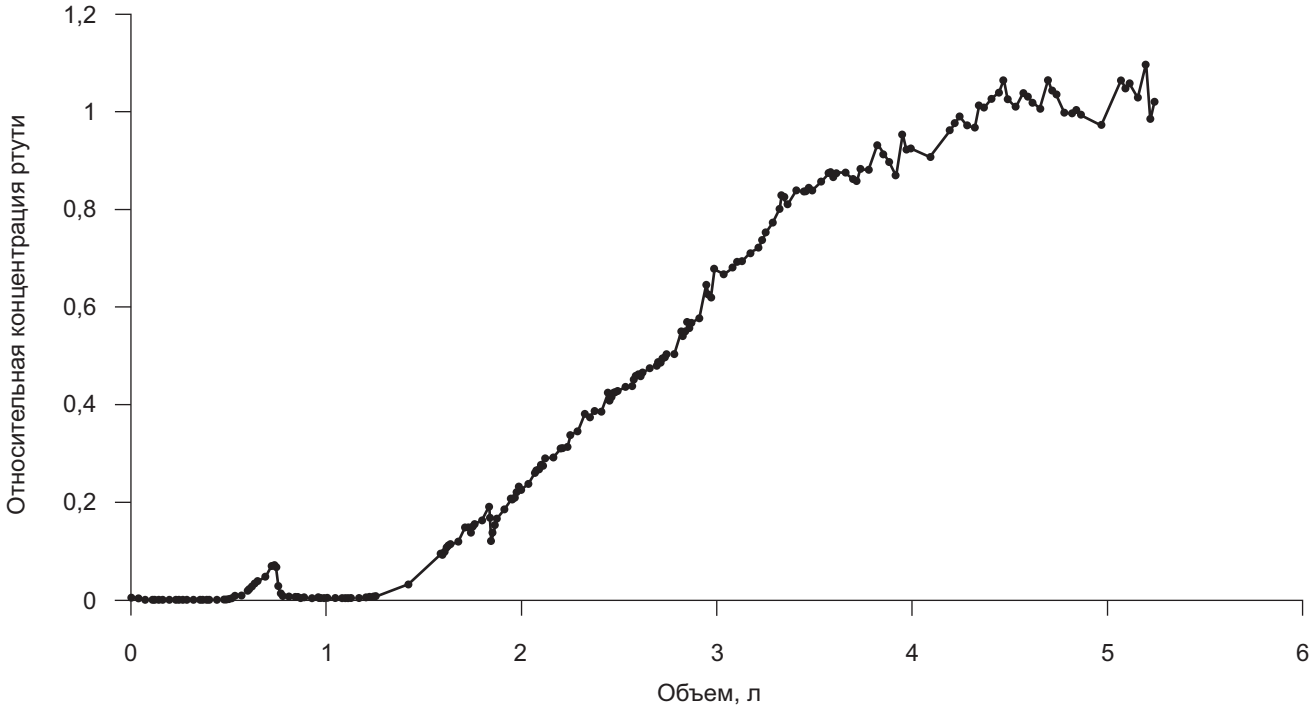


Рис. 3. Выходная кривая изменения относительной концентрации ртути от объема раствора, прокачанного через ПГМ

ствует сорбции таких ионов ртути на ПГМ, поэтому изучение адсорбции ртути на данном материале в статических условиях является некорректным.

Изучение сорбции в динамических условиях является более трудоемким по сравнению со статикой, однако позволяет получить результаты, приближенные к реальным условиям. В данном случае, в связи со сложным поведением сорбента, определение емкости поглощения ртути в динамических условиях было способом получения адекватных результатов. При этом предполагается, что на начальном этапе прокачки происходит полное вымывание оксалатов, и комплексообразование не влияет на дальнейшую сорбцию ртути.

На рис. 3 приведена выходная кривая — изменение относительной концентрации ртути (отношение измеренной концентрации на выходе из колонки к концентрации в исходном растворе) от объема раствора, прокачанного через ПГМ. Характер выходной кривой позволяет оценить процесс поглощения в ходе фильтрации. Так, если кривая симметрична относительно точки $C_{отн} = 0{,}5$, можно говорить о преобладании именно адсорбции в комплексе процессов, которые приводят к иммобилизации элемента (среди них помимо адсорбции, например, могут быть выпадение гидроокислов, соосаждение). В данном случае имеем симметричную выходную кривую. На момент достижения относительной концентрации ртути 0,5 расход раствора составил 3 л. Так как кривая симметрична, площадь под выходной кривой до точки 0,5 будет равняться площади над кривой до достижения исходной концентрации ($C_{отн} = 1$). Значение величины адсорбции можно рассчитать, как произведение профильтровавшегося объема на момент достижения относительной концентрации 0,5 и концентрации ртути в исходном растворе, отнесенные к массе ПГМ в колонке. По первым оценкам сорбционная емкость ПГМ составляет около 220 мкг/г.

Также была рассчитана суммарная величина адсорбции в каждой точке, ее зависимость от объема прокачанного раствора приведена на рис. 4.

Предельная величина адсорбции достигает 210 мкг/г, что хорошо согласуется с первой оценкой сорбционной емкости. Учитывая, что масса ПГМ в колонке 47 г, общее количество поглощенной всем объемом сорбента ртути составило 9,87 мг. Таким образом, поглощающая способность ПГМ в отношении ионов ртути (II) составила 0,21 мг/г, или в пересчете на объем — 0,35 мг/см^3.

Заключение. Экспериментальные исследования поглощающих свойств нового сорбента в отношении ртути показали, что изучение адсорбции ртути на ПГМ в статических условиях является некорректным. Это связано с тем, что при контакте с сорбентом в раствор переходят оксалаты, которые образуют устойчивые комплексы со ртутью, что, в свою очередь, препятствует ее адсорбции в условиях статических экспериментов. Емкость поглощения ртути сорбентом определена в динамических условиях в ходе экспериментов на колонках. Поглощающая способность исследуемого ПГМ достигает 0,21 мг/г или 0,35 мг/см^3 в расчете на объем. Полученные значения позволяют говорить о том, что ПГМ может использоваться для сорбционной очистки воды от ионов ртути (II).

С учетом дешевизны исследуемого материала, эффективного поглощения ионов ртути (II), легкости изготовления и высокого коэффициента

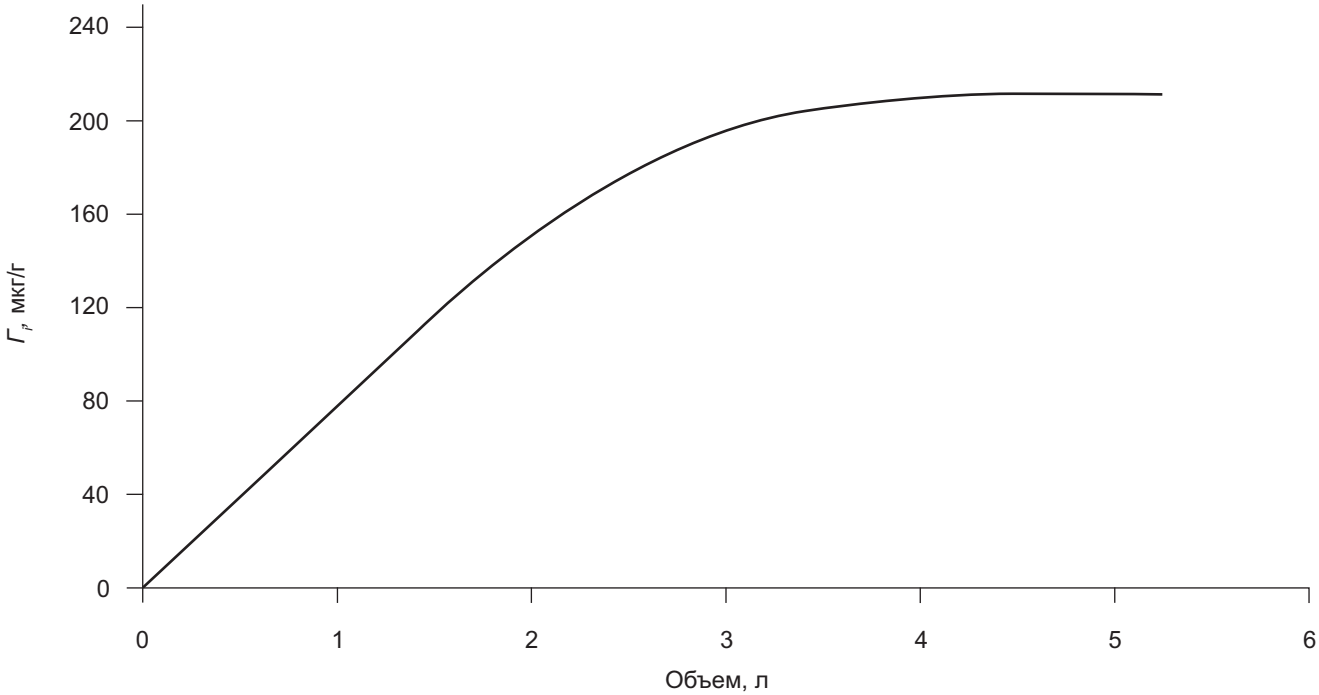


Рис. 4. Рост количества поглощенной на ПГМ ртути с увеличением прокачанного объема раствора

фильтрации, его можно применять в качестве поглощающего материала промышленных фильтрующих модулей или противомиграционных геохимических барьеров для очистки загрязненных ртутью вод.

Благодарности. Коллектив авторов хочет с благодарностью отметить особую вдохновляющую роль проф. В.И. Сергеева в разработке данного направления исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Данченко Н.Н., Кулешова М.Л., Малашенко З.П. и др. Изучение свойств искусственных комбинированных материалов для проницаемых геохимических барьеров // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 5. С. 54–60.

Кулешова М.Л., Данченко Н.Н. Экспериментальное исследование песчано-гелевого материала как геохимического барьера для кадмия // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии, 2019. С. 383–386.

Патент 2784367 Российская Федерация. МПК G 21 F 9/20. Способ создания вертикального и горизонтального геохимического барьера высокой проницаемости и высокой сорбционной способности в отношении тяжелых металлов и радионуклидов / Сергеев В.И., Степанова Н.Ю., Кулешова М.Л. и др. заявитель и патентообладатель: ООО «Гринтех». — № 2022117871; заявл. 30.06.2022; опубл. 24.11.2022. Бюл. № 33. 2 с.

Салаватова Д.С., Бычков Д.А., Фяйзуллина Р.В. Адсорбция ртути (II) на минералах пород майкопской серии и грязевулканических глинах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 100–108.

Сергеев В.И., Авилина И.В., Кулешова М.Л. и др. Геохимический барьер высокой проницаемости в песчаных грунтах // Новые идеи и теоретические аспекты инженерной геологии / Под ред. В.А. Королёва. М., 2021. С. 78–83.

Сергеев В.И., Данченко Н.Н., Кулешова М.Л. и др. Оценка эффективности песчано-гелевого материала как сорбционного экрана на пути миграции радионуклидов // Вопросы атомной науки и техники. Серия: Физика ядерных реакторов. 2009. № 1. С. 42–49.

Шестаков Ю.Г. Математические методы в геологии: Учеб. пособие для студентов геологических специальностей. Красноярск: Изд-во Краснояр. ун-та, 1988. 208 с.

Azzahra S.S., Masrura M. Adsorption of Mercury (II) Ion in aqueous solution by using bentonite-based monolith // Key Engineering Materials. Trans Tech Publications Ltd, 2021. Vol. 885. P. 77–84.

Darmadi D., Lubis M., Masrura M., et al. Clay and zeolite-clay based monoliths as adsorbents for the Hg (II) removal from the aqueous solutions // International Journal of Technology. 2023. Vol. 14(1). P. 129–141.

Fiaizullina R.V., Makarova M.A., Abrosimova N.A. The possibility of wastewater treatment of heavy metals by natural sorbents // Proceedings of 17 international multidisciplinary scientific geoconference SGEM 2017. Vol. 52 of *Soils, Forest ecosystems*. STEF92 Sofia, Bulgaria, 2017. P. 1027–1034.

Pehkonen S.O., Lin C.J. Aqueous Photochemistry of Mercury with Organic Acids // J Air Waste Manag Assoc., 1998. Vol. 48(2). P. 144–150.

Trakarnpruk W., Chirandorn N. Treated clay for adsorption of Mercury (II) ions // J. Sci. Res. Chula. Univ., 2005. Vol. 30(2). P. 138–151.

Статья поступила в редакцию 14.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 551.24
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-130-141

ПЕТРОЛОГО-ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ: ТЕРМАЛЬНАЯ СТРУКТУРА, ДЕГИДРАТАЦИЯ И МАГМАТИЗМ

Михаил Дмитриевич Еремин[1], Алексей Леонидович Перчук[2], Владимир Сергеевич Захаров[3], Тарас Викторович Геря[4]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mikhail.eremin@geol.msu.ru, https://orcid.org/0009-0001-7009-6955
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alperchuk@gmail.com
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; zakharov@geol.msu.ru, https://orcid.org/0000-0002-8888-4239
[4] Технологический университет Цюриха, Цюрих, Швейцария; taras.gerya@erdw.ethz.ch

Аннотация. Проведены две серии численных экспериментов, моделирующих заложение и эволюцию субдукции Тихоокеанской плиты под северный сегмент Камчатской зоны субдукции. В первой серии моделировалось саморазвивающееся погружение слэба при исходных кинематических и физических параметрах зоны субдукции. Во второй серии дополнительно введен и протестирован новый элемент региональной модели субдукции — зона кинематической стабилизации в астеносферной мантии для обеспечения более пологой траектории погружения слэба. В первой серии численных экспериментов (без зоны стабилизации) была получена крутопадающая субдукция, не соответствующая конфигурации слэба по имеющимся геофизическим данным, при полном отсутствии магматизма в течение первых 14 млн лет модельного времени. Во второй серии (с зоной стабилизации) была воспроизведена конфигурация слэба по данным сейсмотомографии и построены *P–T* тренды (геотермы) для поверхности слэба и подошвы океанической коры (граница Мохо). Проявления вулканизма во второй серии наблюдались, начиная с 9 млн лет модельного времени. Вулканизм по составу преимущественно кислый, вулканические постройки находятся на удалении 200 км от желоба, последнее в целом соответствует простра нственному расположению Восточного вулканического пояса по отношению к желобу.

Ключевые слова: Камчатский полуостров, численное моделирование, геодинамика, субдукция, магматизм, геотерма

Для цитирования: *Еремин М.Д., Перчук А.Л, Захаров В.С., Геря Т.В.* Петрологo-термомеханическое моделирование северного сегмента камчатской зоны субдукции: термальная структура, дегидратация и магматизм // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 130–141.

PETROLOGICAL-THERMOMECHANICAL MODELING OF THE NORTHERN SEGMENT OF THE KAMCHATKA SUBDUCTION ZONE: THERMAL STRUCTURE, DEHYDRATION, AND MAGMATISM

Mikhail D. Eremin[1], Alexey L. Perchuk[2], Vladimir S. Zakharov[3], Taras V. Gerya[4]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mikhail.eremin@geol.msu.ru, https://orcid.org/0009-0001-7009-6955
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alperchuk@gmail.com
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zakharov@geol.msu.ru, https://orcid.org/0000-0002-8888-4239
[4] ETH-Zurich, Zurich, Switzerland; taras.gerya@erdw.ethz.ch

Abstract. Two series of numerical experiments were conducted simulating the initiation and evolution of the subduction of the Pacific plate beneath the Northern segment of Kamchatka subduction zone. In the first series, the self-developing submergence of the slab was modeled with the initial kinematic and physical parameters of the Kamchatka subduction zone. In the second series, a new element of the regional subduction model was introduced and tested — a zone of kinematic stabilization in the asthenospheric mantle to ensure a shallower trajectory of slab submergence. In the first series of numerical experiments (without the stabilization zone), a steeply dipping subduction not corresponding to the slab configuration according to existing geophysical data was obtained, with complete absence of magmatism during the first 14 million years of model time. In the second series (with the stabilization zone), the slab configuration according to seismotomography data was reproduced, and P-T trends (geotherms) for the surface of the slab and the base of the oceanic crust (Moho boundary) were constructed. Manifestations of volcanism in the second series were observed starting from 9 million years. The volcanism is predominantly acidic in composition, and volcanic structures are located at a distance of 200 km from the trench, which corresponds to the spatial arrangement of the East Kamchatka volcanic belt relative to the trench.

Keywords: Kamchatka Peninsula, numerical modelling, geodynamics, subduction, magmatism, geotherm

For citation: Eremin M.D., Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V. Petrological-Thermomechanical Modeling of the Northern Segment of the Kamchatka Subduction Zone: Thermal Structure, Dehydration, and Magmatism. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 130–141. (In Russ.).

Введение. Курило-Камчатская зона субдукции на протяжении долгих лет является важным объектом для изучения активного вулканизма, сейсмичности и геодинамики. Регион активно изучается как геофизическими методами [Jiang et al., 2009; Nizkous et al., 2006; Koulakov et al., 2020; Чербров и др., 2023], так и с точки зрения вулканологии, петрологии и геохимии [Авдейко и др., 2006; Plechov et al., 2015; Liu et al., 2020; Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022].

В отличие от большинства активных окраин, где процессы субдукции наблюдаются уже долгое в геологическом масштабе время, Камчатка представляет собой уникальный объект. Современный облик зоны субдукции Камчатки относительно молод, возраст его формирования датируется первыми миллионами лет [Koulakov et al., 2020]. Эта особенность обеспечивает редкую возможность наблюдать некоторые проявления раннего этапа жизни зоны субдукции, делая Камчатку объектом повышенного научного интереса.

Более глубокому пониманию зарождения и эволюции Камчаткой зоны субдукции может стать разработка численной петролого-термомеханической модели, в которой учтены как основные особенности строения моделируемой структуры, так и петрологические (метаморфические, магматические и флюидные) и термомеханические эффекты, ассоциированные с процессом субдукции.

Курило-Камчатский регион только начинает изучаться с точки зрения численного моделирования. Например, в статье [Manea, Manea, 2007] показаны результаты моделирования термальной структуры зоны субдукции под Камчатку, отвечающих современному состоянию. Полуостров разделен с юга на север на 4 области, по эмпирическим характеристикам которых проводилось моделирование в стационарных условиях по разрезам вкрест простирания Камчатки. Для определения конфигурации слэба авторы использовали сейсмические данные, данные термометрии и оценки возраста плиты. В результате была получена составная 3D модель термальной структуры мантии под Камчаткой, оценена степень дегидратации вещества слэба и возможность плавления для сопоставления с петрологическими данными.

В работе [Portnyagin, Manea, 2008] исследована зависимость состава магм от температуры мантии вдоль траверса Центрально-Камчатской депрессии с юга на север. Для этого были построены 4 модельных разреза вкрест простиранию структуры, на основании которых создана сводная модель вдоль простирания Центрально-Камчатской депрессии. Поверхность слэба в моделях задавалась в соответствии с сейсмическими данными. На основе сводной модели, не учитывающей взаимодействие плиты и мантии в зоне субдукции, установлено понижение температуры мантии с юга на север вдоль простирания депрессии и характер магматизма.

В исследовании [Konrad-Schmolke et al., 2016] используется термальное моделирование на начальном этапе для последующего углубленного изучения режима дегидратации слэба. В работе приводятся 3 поперечных разреза Камчатки: на самом юге полуострова, в районе Кроноцкого залива и области Ключевской группы вулканов. Термальные модели используются как входные данные при расчете алгоритма минимизации энергии Гиббса, описывающего режим прохождения вещества слэба сквозь рассчитанные *P-T* условия. Модель имитирует процесс выделения флюида, его миграцию и воздействие на породы слэба и мантийного клина в ходе погружения плиты. Как результат авторы приводят характеристики режима дегидратации слэба, основанные на термальном моделировании, и сопоставляют свои данные с имеющимися оценками для Камчатки.

Следует обратить внимание на ряд отличительных черт методик моделирования, использующихся в указанных выше работах.

1. В основе моделирования лежит решение стационарного уравнения теплопроводности. Такой метод позволяет упрощенно смоделировать современную тепловую структуру зоны субдукции под Камчатку, но не дает возможности исследовать нестационарную динамику ее заложения и эволюции.

2. Конфигурация субдуцирующей плиты предписана и задается по сейсмическим данным.

3. Задача численного моделирования фокусируется на реконструкции термальной структуры зоны субдукции, в работе [Konrad-Schmolke et al., 2016] дополнительное рассматривается также флюидный режим. При этом вопросы вещественного взаимодействия слэба и мантии, а также магмагенерации рассматриваются на качественном уровне.

В данной работе приводятся результаты численного моделирования субдукции под Камчатский полуостров, в котором на основе нового подхода в использовании кода I2VIS [Gerya, Yuen, 2003] для моделирования процессов региональной субдукции показывается взаимосвязь между кинематическими параметрами, геометрией, термальной структурой и флюидным-магматическим взаимодействием между слэбом и вышележащей мантией.

Геологический очерк. Курило-Камчатская зона субдукции и одноименная островная дуга находятся на стыке Тихоокеанской и Охотской плит, где первая пододвигается под вторую со средней скоростью около 8 см/год [Авдейко и др., 2002; Li et al., 2019] (рис. 1). Ключевые особенности активной окраины Камчатки неоднородны при детальном рассмотрении с юга на север по мере приближения к зоне сочленения Камчатской и Алеутской вулканических дуг [Авдейко и др., 2006]. Меняется угол наклона субдуцирующей плиты с 45° южнее широты 55° до 35° на севере. Вместе с этим меняется максимальная глубина гипоцентров землетрясений в зоне субдукции с 500 км до 100 км, начиная с 55° с.ш. [Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022]. Уменьшение глубин гипоцентров землетрясений прямо связано с изменением возраста погружающейся плиты. В ра-

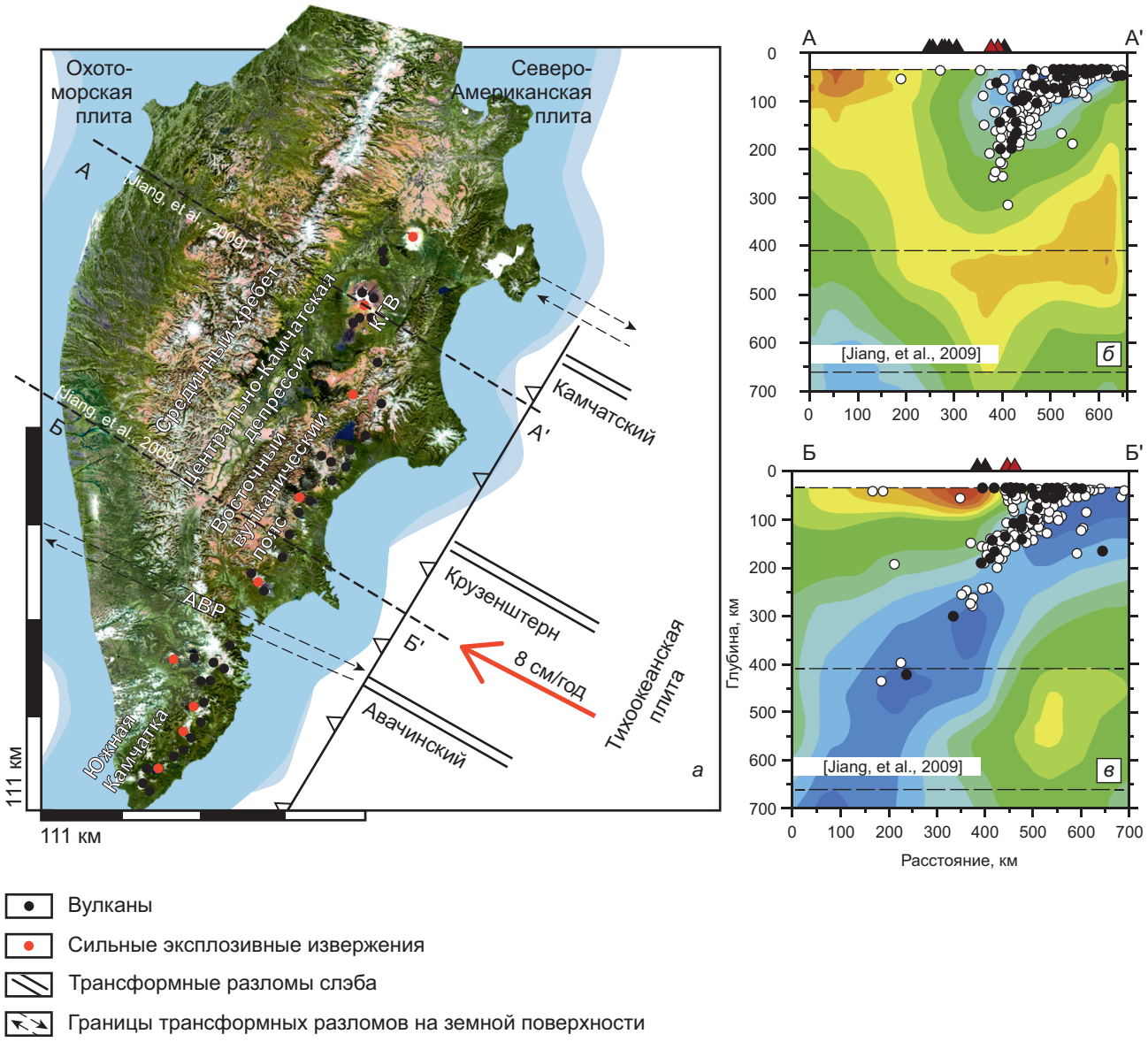


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов Камчатки (*а*) [Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022], с изменениями, и модели (*б, в*) *P*-волн для разрезов А–А′, Б–Б′ из [Jiang et al., 2009]. Аббревиатуры на рисунке: КГВ — Ключевская группа вулканов, АВР — Авачинская разломная зона

боте [Gorbatov et al., 1997] были приведены оценки возраста океанической коры и скорости ее погружения: скорость погружения плиты с юга на север равномерно понижается. При этом если скорость конвергенции убывает с юга на север равномерно, то глубина гипоцентров и возраст плиты имеют скачкообразную границу на с. широте 53°, что соответствует расположению Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций [Bergal-Kuvikas et al., 2022]. Предполагается [Авдейко и др., 2003; Lander, Shapiro, 2007], что именно этот разлом является разграничивающей зоной между зрелой островной дугой Южной Камчатки, сочлененной с Курильской дугой, и сложной аккреционной структурой Северной Камчатки [Konstantinovskaya, 2001; Lander, Shapiro, 2007]. Резкое изменение возраста субдуцирующей коры при переходе через эту границу с 100 млн лет до 89–90 млн лет севернее [Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022] указывает также на то, что трансформный разлом существует не только в коре, но и на уровне литосферы.

На Камчатке известно более 240 вулканов, из которых 34 считаются активными [Liu et al., 2020]. На севере от Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций проявления четвертичного вулканизма сосредоточены в пределах 3 зон: Восточной вулканический пояс, Центрально-Камчатская депрессия и Срединный хребет (рис. 1). Современная активность сконцентрирована в пределах Восточного вулканического пояса и Центрально-Камчатской депрессии, продуцирующей до 50% изверженных магм всей Курило-Камчатской дуги, главным образом, за счет вулканов Ключевской группы.

Срединный хребет представляет собой миоценовую вулканическую дугу, которая в значительной степени утратила активность около 5 млн лет назад из-за реорганизации зоны субдукции, тем не менее в пределах Срединного хребта известны стратовулканы, сохранявшие активность еще 500 тыс. лет назад [Lander, Shapiro, 2007]. М.М. Певзнер [2015] указывает на последние извержения вулканов Хангар и Ичинский, имевших место несколько сотен лет назад, после которых извержения до настоящего времени не происходили. В составе Срединного хребта распространены неоген-четвертичные вулканические породы надсубдукционного типа и интрузии. Среди комплексов, слагающих Срединный хребет, встречаются как породы нормального ряда (от базальтов до дацитов и риолитов с преобладанием андезитов), так и трахиандезиты щелочного ряда [Авдейко и др., 2006]. С учетом широко развитого интрузивнного магматизма возрастом 25–38 млн лет в меловом фундаменте Срединного хребта его возраст приводится как олигоцен-позднеэоценовый [Lander, Shapiro, 2007].

За исключением познемиоценовых (5,6–5,8 млн лет) базальтовых и андезибальтовых игнимбритов [Bergal-Kuvikas et al., 2019], вулканические породы в Восточном вулканическом поясе имеют возраста менее 5 млн лет [Lander, Shapiro, 2007]. Современные вулканиты весьма разнообразны — от базальтов до риолитов, от толеитовых до известково-щелочных, от низко до высококалиевых и шошонитовых серий [Bindeman et al., 2019].

Современные представления о причинах отмирания магматизма Срединного хребта и установлении текущей тектонической конфигурации Камчатки, где активность сохраняется в пределах Восточного вулканического пояса и Центрально-Камчатской депрессии основываются, главным образом, на гипотезе аккреции Кроноцкого террейна со стороны Тихоокеанской плиты около 5 млн лет назад [Авдейко, 2006; Koulakov et al., 2020]. Причленение террейна вызвало перестроение конфигурации зоны субдукции и перенос вулканического фронта на 150–200 км ближе к океану. Эта гипотеза находит свое отражение в отличиях возраста вулканитов Срединного хребта и Восточного вулканического пояса [Lander, Shapiro, 2007].

Резюмируя, можно сказать, что все три зоны магматизма (Срединный хребет, Восточный вулканический пояс, Центрально-Камчатская депрессия) Камчатки по геохимическим характеристикам изверженных пород являются типично островодужными за редкими исключениями [Churikova et al., 2001]. Магматизм определяется тремя главными факторами: обедненный мантийный источник, компонента базальтов океанических островов (OIB) в Срединном хребте и относительное обогащение компонентами слэба (Восточный вулканический пояс и Центрально-Камчатская депрессия).

Метод моделирования. Моделирование субдукции под Камчатку выполнялось с помощью кода I2VIS [Gerya, Yuen, 2003]. В коде заложена нелинейная вязкопластическая реология без учета упругости. Реологическая модель использует критерий Друкера-Прагера через предельную эффективную вязкость, где предел прочности зависит от содержания флюида и расплава в веществе. Степень плавления коры рассчитывается по модели линейной аппроксимации в интервале между температурой солидуса и ликвидуса. Степень плавления мантии рассчитывается по нелинейной модели [Katz et al., 2003]. Расплав, извлекаемый из мантии, поднимается вверх и либо внедряется в земную кору в виде плутонов, либо поднимается к поверхности в виде вулканитов, долю которых в общем магматизме задает специальный коэффициент. Плотность рассчитывается по линейной модели в зависимости от температуры и давления, также от степени плавления пород.

Решение уравнений реализуется методом конечных разностей на эйлеровой нерегулярной разнесенной сетке с использованием Лагранжевых маркеров. Наибольшее разрешение (1 км) сетки задается в центральной зоне модели (зона 1500×200 км), где наблюдаются наиболее важные эффекты. К периферийной части разрешение снижается для экономии ресурсов (до 5 км).

Следуя подходу, изложенному в работах [Perchuk et al., 2021, 2023], мы не делим мантию на литосферу и астеносферу в явном виде (реологические отличия этих слоев рассчитываются автоматически), но вводим дополнительный слой деплетированной мантии, расположенный под океанической корой. Этот слой формируется в зоне спрединга, где происходит декомпрессионное плавление мантийных перидотитов и зарождение из образовавшихся расплавов океанической коры. Граница литосферы-астеносферы во всех моделях задается термически по изотерме 1300 °C [Turcotte, Shubert, 2014].

При моделировании учитывались ряд важных петрологических эффектов: фазовые переходы, эклогитизация, плавление разных литологических типов пород, деплетирование верхнемантийных перидотитов, реакции гидратации и дегидратации, латентное тепло при плавлении и кристаллизации. Другие подробности петрологической составляющей кода изложены в работе [Perchuk et al., 2021].

При составлении модели были изучены имеющиеся библиографические данные о кинематике, геодинамике и строении зоны субдукции Камчатки. Ниже в тексте и в таблице приводятся основные начальные параметры, выбранные для моделирования и источники, из которых они были адаптированы.

Согласно данным [Авдейко, 2006], скорость конвергенции для Камчатки принимается за 7,6–8,2 см/год, увеличиваясь с севера на юг по мере приближения к Курилам. С учетом медленного (около 1 см/год) движения Камчатки на северо-запад [Bürgmann et

Таблица

Основные физические параметры горных пород в модели и источники, откуда они были адаптированы; ρ_0 — плотность; k — теплопроводность; $T_{сол}$, $T_{ликв}$ — температуры солидуса и ликвидуса; H_r, H_L — теплогенерация (радиогенная, латентная); P — давление (МПа); T — температура (К); источники: [1] — [Turcotte, Schubert, 2014]; [2] — [Bittner, Schmeling, 1995]; [3] — [Clauser, Huenges, 1995]; [4] — [Katz et al., 2003]; [5] — [Schmidt, Poli, 1998]; [6] — [Ranalli, 1995]

Вещество	ρ_0, кг/м^3 [1, 2]	k exp (0,00004P), Вт/(м·К) [3]	$T_{сол}$, К (при P, МПа) [4, 5]	$T_{ликв}$, К (при P, МПа) [4, 5]	H_r, мкВт/м^3 [1]	H_L, кДж/кг [1, 2]	Реология [6]
Осадочные породы	2600/2400 (твердая фаза/расплавленная)	$0{,}64 + \frac{807}{T+77}$	$880 + \frac{17900}{P+54} + \frac{20200}{(P+54)^2}$ при $P < 1200$ МПа; $831 + 0{,}06P$ при $P > 1200$ МПа	$1262 + 0{,}009P$	2	300	Влажный кварцит
Верхняя/средняя континентальная кора	2700/2400 (твердая/расплавленная)	$0{,}64 + \frac{807}{T+77}$	$880 + \frac{17900}{P+54} + \frac{20200}{(P+54)^2}$ при $P < 1200$ МПа; $831 + 0{,}06P$ при $P > 1200$ МПа	$1262 + 0{,}009P$	1	300	Влажный кварцит/плагиоклаз
Базальт (верхняя океаническая кора)	3000/2900 (твердая/расплавленная)	$1{,}18 + \frac{474}{T+77}$	$973 - \frac{70400}{P+354} + \frac{77800000}{(P+354)^2}$ при $P < 1600$ МПа; $935 + 0{,}0035P + 0{,}0000062P^2$ при $P > 1600$ МПа	$1423 + 0{,}105P$	0,250	380	Влажный кварцит
Габбро (нижняя океаническая и континентальная кора)	3000/2900	$1{,}18 + \frac{474}{T+77}$	$973 - \frac{70400}{P+354} + \frac{77800000}{(P+354)^2}$ при $P < 1600$ МПа; $935 + 0{,}0035P + 0{,}0000062P^2$ при $P > 1600$ МПа	$1423 + 0{,}105P$	0,250	380	Плагиоклаз
Сухая мантия (фертильная и деплетированная)	3390/2900 (твердая/распл.)	$0{,}73 + \frac{1273}{T+77}$	P–H_2O зависимость	P–H_2O зависимость	0,022	400	Сухой оливин
Гидратированная мантия/ослабленная зона/серпентинизированная мантия	3390, далее P–T–H_2O зависимость	$0{,}73 + \frac{1273}{T+77}$	P–H_2O зависимость	P–H_2O зависимость	0,022	400	Влажный оливин
Частично расплавленная мантия (сухая/гидратированная)	2900, далее P–T зависимость	$0{,}73 + \frac{1273}{T+77}$	P–H_2O зависимость	P–H_2O зависимость	0,022	400	Сухой/влажный оливин

al., 2005] относительно Северо-Американской плиты было решено принять скорость конвергенции плит как 8 см/год.

Начальное состояние и основные элементы модели представлены на рис. 2. Заложение субдукции обеспечивается введением ослабленной зоны (имеющей реологию влажного оливина) с заданным начальным углом наклона 40° на границе океан континент и толкающим усилием по отношению к океанической плите. Угол субдукции задается только для начального состояния модели, его влияние на дальнейшее развитии модели незначительно.

Континентальная кора в модели задана трехслойной [Rudnick, Gao, 2003] мощностью 40 км [Авдейко, 2006]. Верхняя кора кислого состава мощностью 15 км с реологией влажного кварцита, средний слой мощностью 15 км так же кислого состава, но с реологией плагиоклаза, и, наконец, третий слой мощностью 10 км мафический с реологией плагиоклаза. Мощность континентальной литосферы для выбранного региона была задана как 100 км на основании геофизических данных [Nizkous, 2006; Iwasaki, 2013] и усредненных данных модели CRUST-1.0 [Laske et al., 2013]. Поверхность континентальной коры подвергается эрозионным процессам с шагом по времени, эрозия задана при помощи базовой поверхности, выше которой модельные породы постепенно разрушаются. Подробнее учет процессов эрозии описан в [Perchuk et al., 2021].

В модели задается трехслойное строение океанической коры. Над магматическими породами расположен слой из 500 м осадков. Верхний магматический слой представлен гидротермально измененными базальтами мощностью 2 км с реологией влажного кварцита, а нижний — габбро мощностью 5 км с реологией плагиоклаза [Ranalli, 1995]. Мощность коры основана на данных CRUST-1 [Laske et al., 2013] для координат: 51,5° с. широты, 164,5° в. долготы. Подошва коры подстилается слоем деплетированной мантии в соответствии с подходом [Perchuk

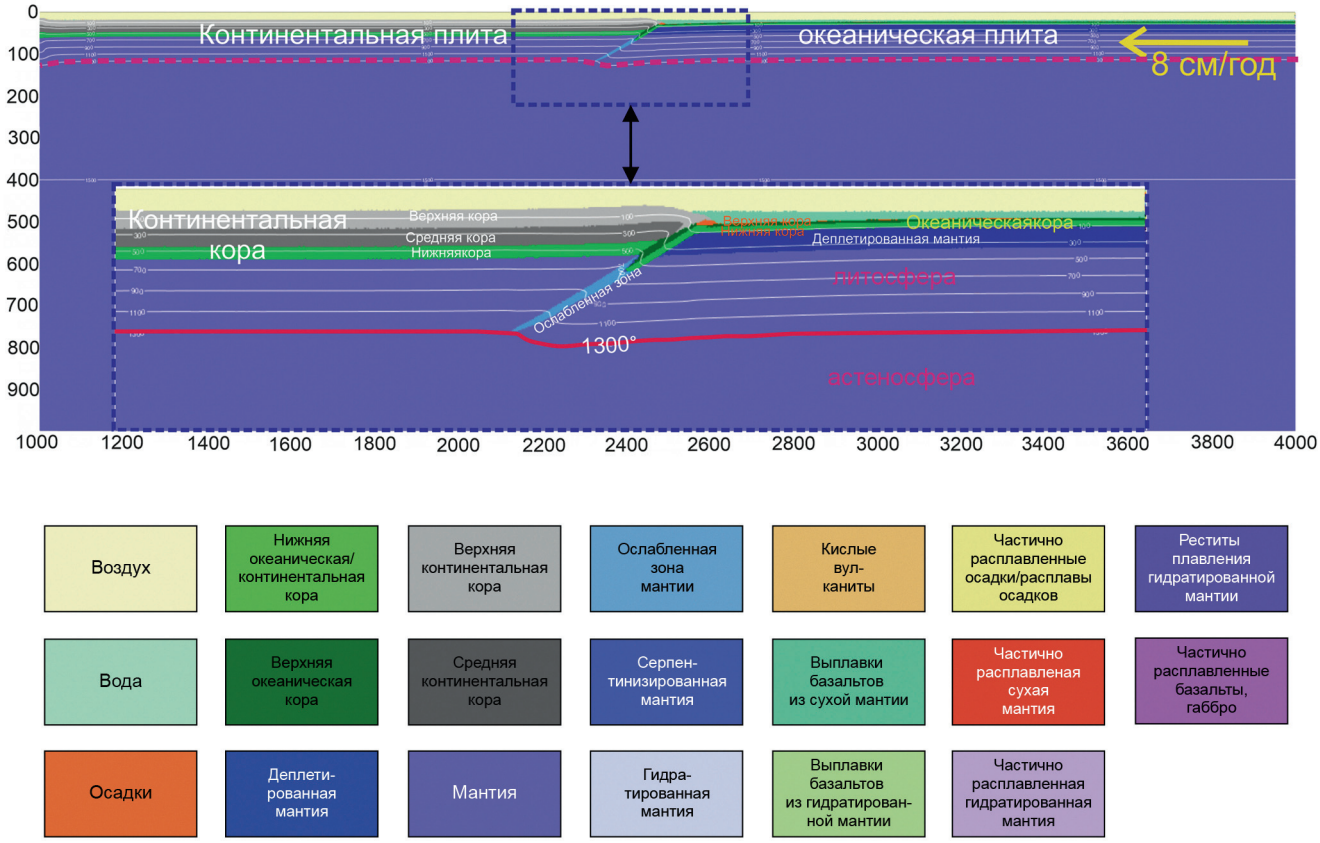


Рис. 2. Исходное распределение типов пород и сред (вода и воздух) в модели. Цветами обозначены типы пород и сред в соответствии с легендой. На рисунке показаны: область построения, континентальная и океанические плиты, строение коры обоих типов, ослабленная зона между плитами, по которой зарождается субдукция. Изотерма 1300°C выделена как термическая граница литосферы и астеносферы

et al., 2021; Perchuk et al., 2023]. Термальный возраст литосферы задавался равной 90 млн лет [Stern, 2002].

При моделировании субдукции мы использовали 2 подхода, представленные в 2 сериях экспериментов. В первой серии использовался стандартный для региональных моделей субдукции подход, когда движение субдуцирующей плиты создавалось путем придания ее горизонтальному участку определенной скорости [Захаров и др., 2015; Sizova et al., 2010; Perchuk et al., 2023]. Таким образом, геометрия погружающейся плиты не контролировалась и менялась в ходе саморазвития модели. Во второй серии экспериментов мы впервые применили дополнительное воздействие (кинематический стабилизатор) на мантийное вещество непосредственно в зоне погружения слэба (рис. 3), чтобы получить и поддерживать геометрию, близкую к фиксируемой для зоны субдукции под Камчаткой сейсмическими данными [Селиверстров, 2009; Jiang et. al, 2009]. Кинематический стабилизатор призван компенсировать в упрощенной форме неучтенные в модели дополнительные эффекты, контролирующие геометрию слэба в астеносфере (например, горизонтальные мантийные течения, влияние фазовых превращений на реологию мантии и т. д.). Использованный нами подход не фиксирует жестко геометрию слэба, а скорее мягко подправляет ее в желаемом направлении. При этом течение в мантийном клине остается естественным, что важно для корректного моделирования и оценки субдукционного магматизма.

Результаты моделирования. ***Моделирование субдукции при саморазвивающейся геометрии слэба.*** На начальной стадии численного эксперимента океаническая плита погружается в зону субдукции по заложенной ослабленной зоне со скоростью 8 см/год (рис. 4, *а*). Позднее можно наблюдать постепенную гидратацию и серпентинизацию мантийных перидотитов при дегидратации вещества океанической плиты (рис. 4, *а, б, в*). Начиная с 6 млн лет модельного времени (рис. 4, *б*), появляются первые признаки субвертикального погружения передовой части слэба, которое развивается до вертикального на более поздних этапах (11 млн лет, рис. 4, *в*). При достижении переходной зоны мантии слэб начинает выполаживаться (рис. 4, *в*). Такая геометрия слэба не согласуется с данными по сейсмотомографии региона на глубинах 200–400 км [Nizkous, 2006; Jiang et. al, 2009; Iwasaki, 2013]. Отметим также, что даже на этапе 11 млн лет в этой модели отсутствуют видимые проявления магматизма.

Моделирование субдукции с кинематической стабилизацией слэба в астеносферной мантии. Для подбора оптимального положения стабилизирующей зоны и скорости, которую она придает

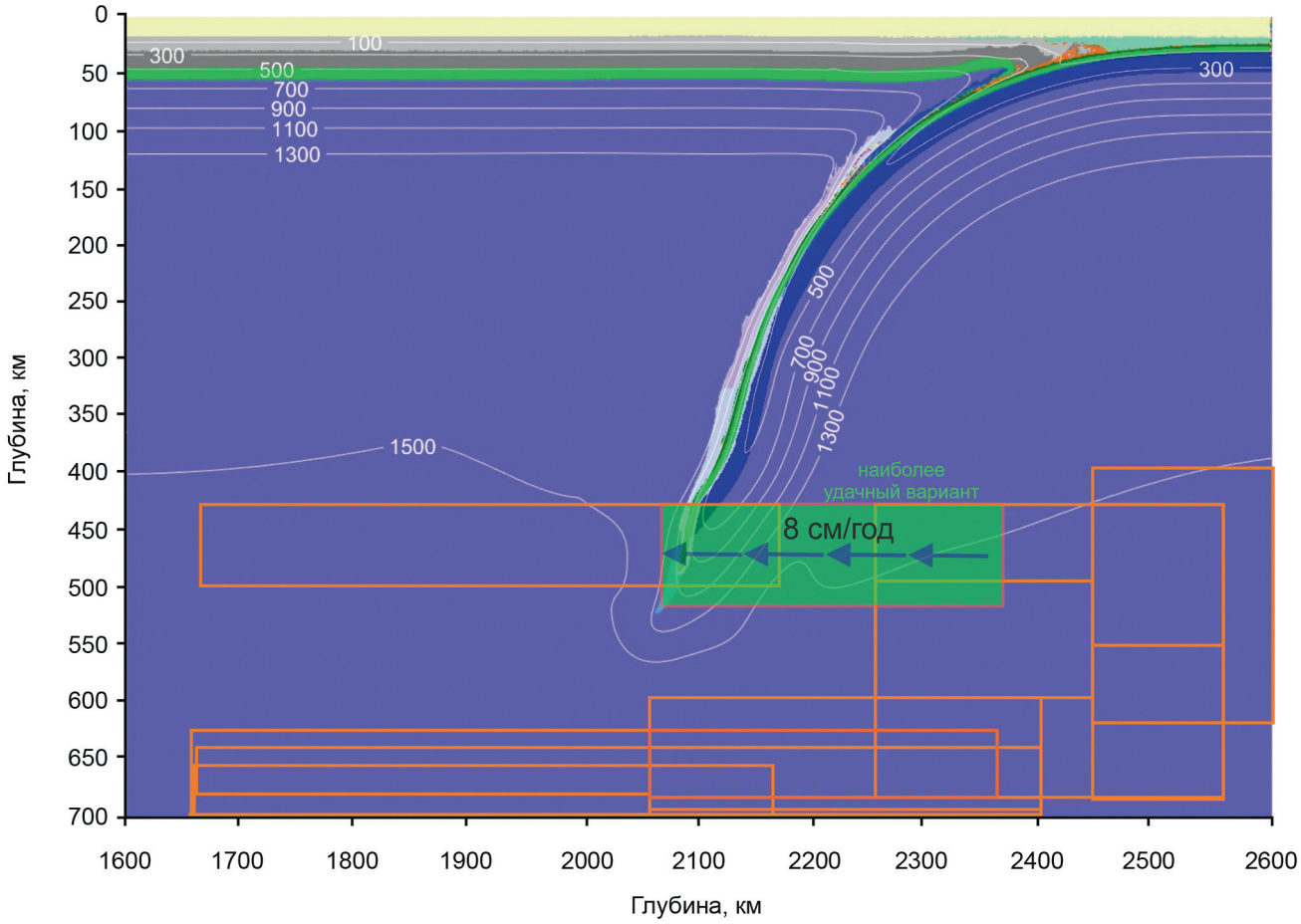


Рис. 3. Варианты контуров кинематических зон-стабилизаторов для корректировки траектории погружающегося слэба (красные прямоугольники), протестированные во второй серии экспериментов. Зеленым цветом выделен наиболее удачный вариант (ширина 300 км на интервале глубин 430–500 км, скорость 8 см/год). Цветами обозначены типы вещества согласно легенде (рис. 2)

проходящему через нее веществу, была проведена вторая серия экспериментов с разным положением, размерами и скоростями стабилизирующей зоны — всего из 30 вариантов (рис. 3). В результате было установлено, что введение такой стабилизирующей зоны обеспечивает более пологое погружение слэба при достаточно широком диапазоне вариантов ее расположения. При этом оптимальная геометрия модели при сопоставлении с сейсмическими данными для северного сегмента камчатской зоны субдукции достигается, когда область стабилизатора расположена на глубинах 430–500 км, имеет протяженность 300 км и воздействует на проходящее через нее вещество со скоростью и направлением, равными скорости конвергенции и направлению движения океанической плиты, соответственно. Этапы развития субдукции и поддержание геометрии слэба с помощью стабилизатора представлены на рис. 5. Отметим, что геометрия слэба в модели хорошо согласуется с сейсмическими данными по Камчатской зоне субдукции [Селиверстов, 2009; Jiang et. al, 2009] (см. рис. 1, *б*).

В этой модели на рубеже 14 млн лет наблюдаются проявления гранитоидного интрузивного магматизма на границе нижней и средней коры и поверхностный кислый вулканизм (рис. 5, *в*). Обратим внимание, что время в моделях не тождественно возрасту зоны субдукции на Камчатке и не учитывает сложную аккрецию ее северного сегмента, когда к ней причленялись террейны Кроноцкой палеодуги: полуостров Шипунский (7 млн), Кроноцкий (5 млн), Камчатский (2 млн) [Lander, Shapiro, 2007]. В данном случае мы полагаем, что модель на рубеже 14 млн лет (рис. 5, *с*) в лучшей степени отвечает современной стадии развития северного сегмента Камчатки, так как она, во-первых, воспроизводит кинематику и геометрию данного участка зоны субдукции [Селиверстов, 2009; Jiang et al., 2009], во-вторых, отвечает продолжительности вулканизма в Восточном вулканическом поясе (5 млн лет) [Lander, Shapiro, 2007].

Обсуждение результатов. *Геотермы для слэба.* Термальную структуру зон субдукции удобно визуализировать с помощью геотерм, отражающих изменение *P–T* параметров вещества, находящегося на определенном уровнях глубинности слэба (напр., [Syracuse et. al, 2010; Perchuk et al., 2019]). Рассчитанные нами геотермы (*P-T* тренды) для поверхности слэба и подошвы коры (граница Мохо) (рис. 6) были сопоставлены с данными [Syracuse et al., 2010], полученными с помощью двумерной стационарной термотектонической модели по более, чем 50 совре-

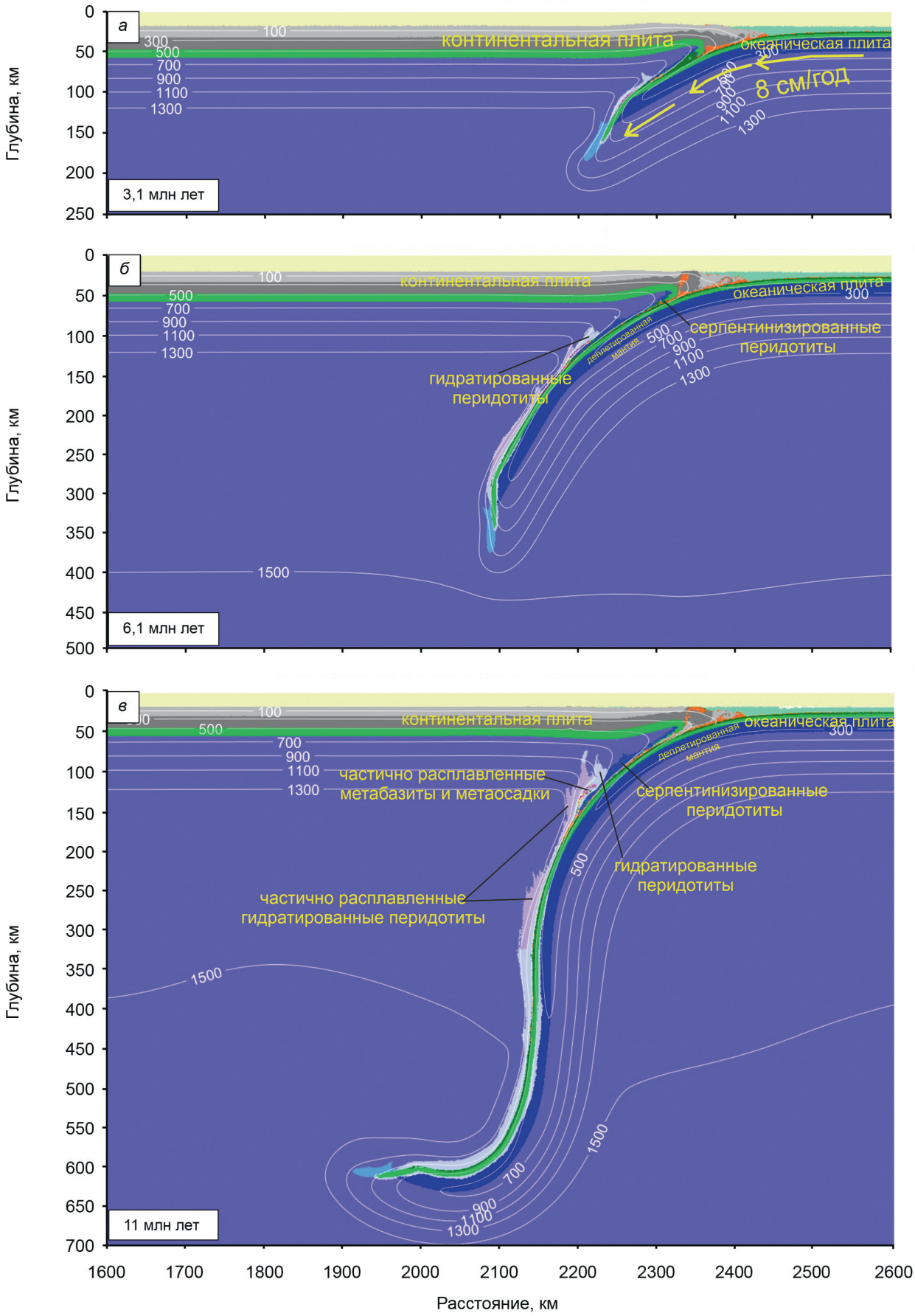


Рис. 4. Развитие субдукции в зоне перехода океан-континент с исходными физическими параметрами зоны субдукции Камчатки без использования стабилизирующей зоны: *а* — 3,1 млн лет, *б* — 6,1 млн лет, *в* — 11 млн лет модельного времени. Цветами обозначены типы вещества согласно легенде (рис. 2). Отметим субвертикальное погружение слэба и отсутствие магматизма

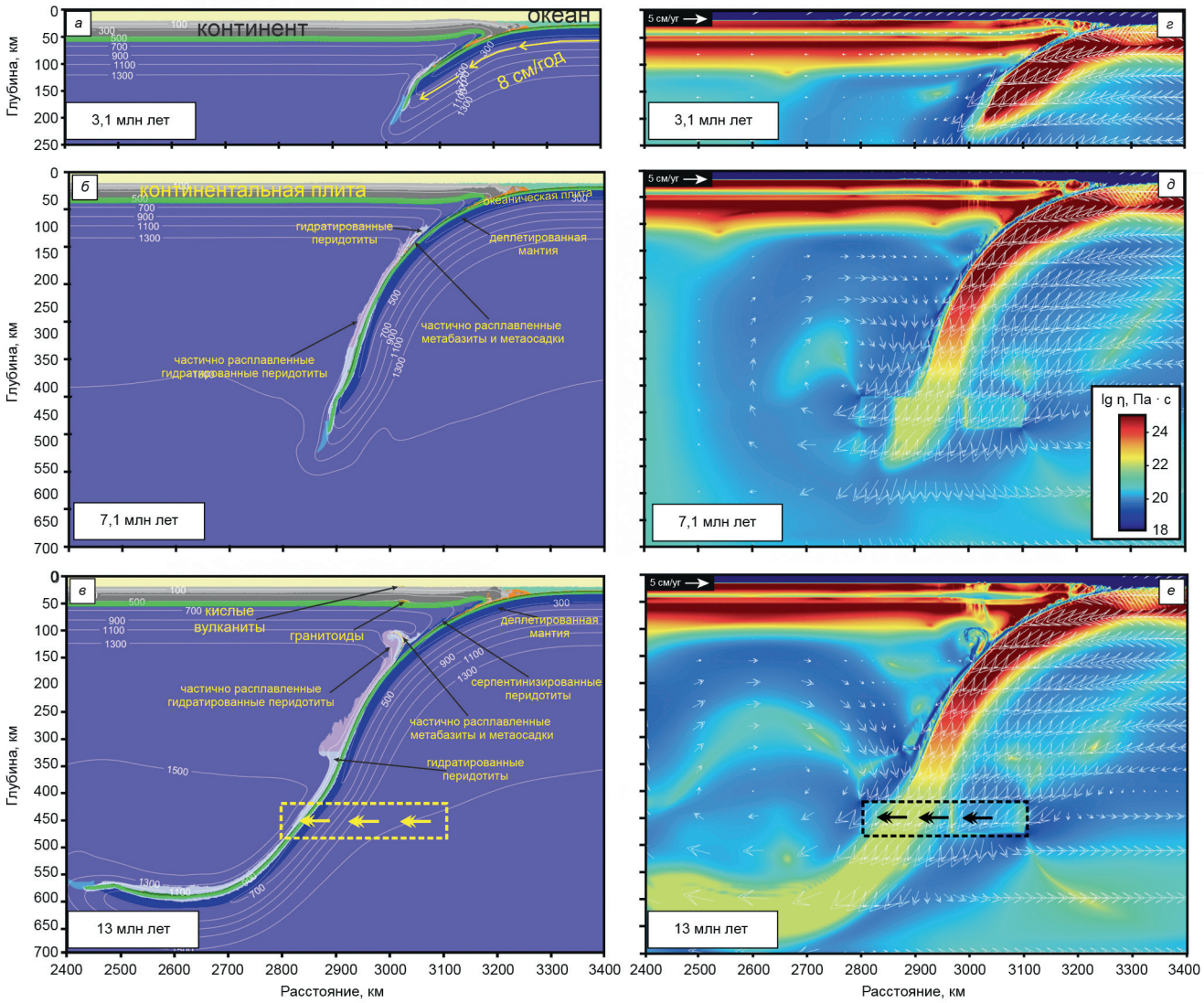


Рис. 5. Этапы развития субдукции, полученной при использовании оптимального стабилизатора. Вещественная модель: *а* — 3,1 млн лет, *б* — 7,1 млн лет, *в* — 13 млн лет модельного времени (цветами обозначены типы вещества согласно легенде, рис. 2), и визуализация эффективной вязкости с векторами скорости движения вещества (*г*, *д*, *е*) в те же моменты времени. Рамка и стрелка на *в* и *е* — контуры «стабилизатора» и направление движения вещества в нем со скоростью 8 см/год (см. также рис. 3)

менным зонам субдукции по всему миру, включая зону субдукции под Камчатский полуостров.

Принципиальные отличия метода [Syracuse et al., 2010] от нашего подхода состоит в следующем. Во-первых, не учитывается нестационарные процессы теплопереноса и (де)гидратации. В частности, игнорируется эволюция взаимодействия между погружающейся плитой и надсубдукционной мантией, проявленная в виде дегидратации плиты и гидратации (серпентинизации) перидотитов мантийного клина, образования тектонических меланжей в межплитной области. Во-вторых, описание механизма сцепления пород мантийного клина с погружающейся плитой происходит не естественным образом, а на основе заданных геометрических и термомеханических сценариев, каждый из которых оказывает влияние на конечную термальную структуру и рассматривается отдельно.

Геотермы для поверхности слэба и границы Мохо, полученные разными методами, представлены на *P–T* диаграмме (рис. 6). Главное отличие состоит в том, что в наших моделях отсутствует протяженный участок субизобарического разогрева на поверхности слэба (рис. 6, *а*). Вследствие этого температура поверхности слэба в нашей модели более высокая при давлении менее 1,7 ГПа и более низкая при давлении более 2,2 ГПа, чем в моделях типа Х. Сиракуз [Syracuse et al., 2010]. Различия между геотермами достигают 100–300 °С, наибольшие отличия возникают при использовании модели X25 (заданное сцепление мантийного клина со слэбом смещено на 25 км в сторону желоба от проекции островной дуги на слэб).

Геотермы для подошвы океанической коры в обеих моделях сцепления мантийного клина со слэбом [Syracuse et al., 2010] практически совпадают. Темпе-

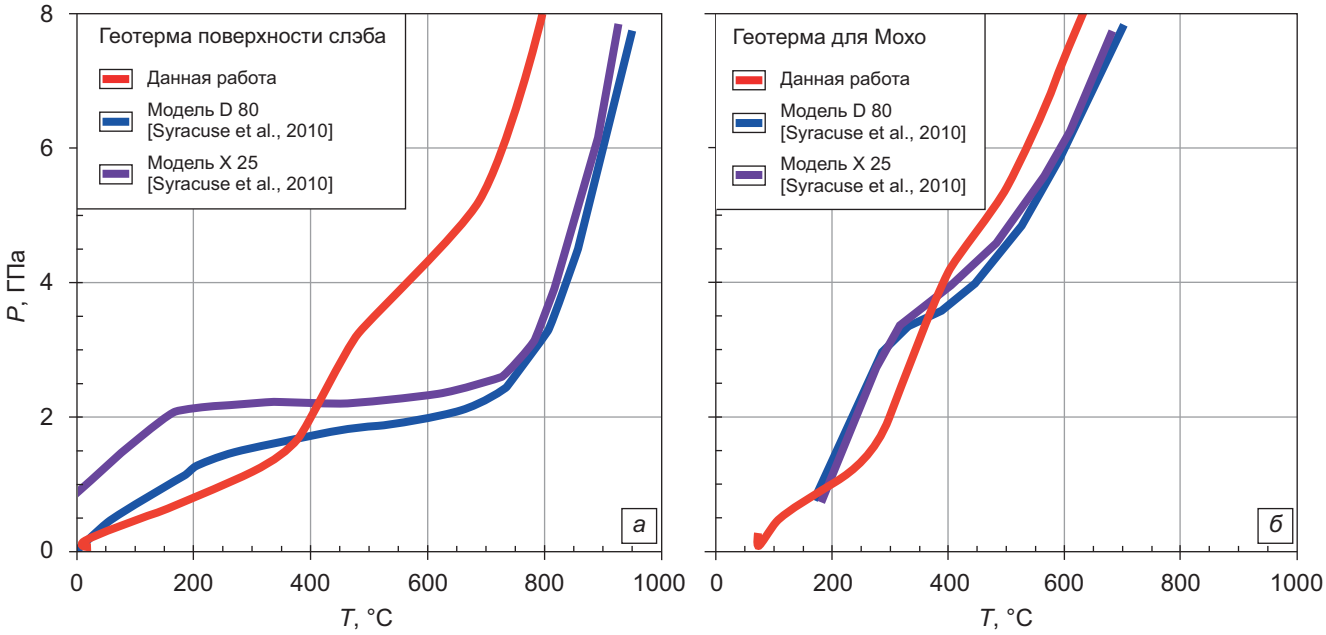


Рис. 6. Геотермы (*P–T* тренды) для поверхности слэба (*а*) и подошвы океанической коры (океаническое Мохо) (*б*), полученные в нашем численном эксперименте (рис. 5) в сравнении с геотермами из работы [Syracuse et al., 2010], построенными для двух моделей сцепления мантийного клина со слэбом: D80 — модель, где граница полного сцепления вещества мантии и слэба проводилась по глубине 80 км, X25 — сцепление мантийного клина со слэбом смещено на 25 км в сторону желоба от проекции островной дуги на слэб

ратура на границе Мохо в нашей модели отличается от указанных моделей незначительно, она выше на ~50 °C до 3,5 ГПа и ниже на ~50 °C после 4 ГПа. Выявленные различия в геотермах (особенное для поверхности слэба) подразумевают различия в минеральных реакциях, дегидратации и плавлении в слэбе.

Соотношения магматизма и вулканизма. В референтной модели, представленной на рис. 5, задавалось, что только 30% всех продуктов магматизма изливается на поверхность. Чтобы посмотреть влияние этого параметра на проявления вулканизма и интрузивного магматизма на окраине континента мы провели серию экспериментов, где задавались разные доли вулканизма в общем магматизме — 10, 30 и 100%. Результаты этого исследования для стадии 14,9 млн лет модельного времени представлены на рис. 7. Будучи оторванным от времени проявления первого магматизма в модели (9 млн лет) на 5,9 млн лет, этот этап может рассматриваться как приближенный к современной зоне субдукции, где вулканизм продолжается около 5 млн лет [Bergal-Kuvikas et al., 2019; Lander, Shapiro, 2007].

При низком значении этого коэффициента (10%, рис. 7, *а*) на границе нижней и верхней континентальной коры образуется плутон, в котором присутствуют как кислые породы (гранитоиды), так и габброиды. Плутон создает небольшую температурную аномалию. Проявления вулканизма исчезающе малы. Это связано как с введенным ограничением на долю вулканитов, так и с заданным в модели эрозии, которая разрушает те немногие вулканиты, что достигали поверхности.

Для коэффициента вулканизма в общем магматизме равного 30% (рис. 7, *б*) площадь интрузивов на границе нижней и средней коры немного уменьшается, доля гранитоидов в плутоне возрастает. При этом на самой поверхности плиты вулканиты не наблюдаются из-за уничтожения эрозией.

При заданном 100% вулканизме (рис. 7, *в*) на окраине континента формируется невысокая (первые км) вулканическая постройка шириной ~20 км. Она преимущественно сложена кислыми вулканитами, по периферийной части присутствуют единичные проявления базальтового вулканизма.

Как видим, параметр «доля вулканизма» оказывает определенное влияние на тип магм, характер гидратации мантийного клина и определяет объемные соотношения между плутоническими и вулканическими породами. Последние меняются под воздействием эрозии.

Заключение. Разработанный нами новый подход при моделировании субдукции с использованием региональной модели с кинематической стабилизацией слэба позволил воспроизвести геометрию и кинематику Тихоокеанской плиты под северным сегментом Камчатским зоны субдукции. Для модельной зоны субдукции предложены новые геотермы для поверхности плиты и для границы Мохо, показаны области дегидратации из слэба, частичного плавления, плутонического магматизма и вулканизма. Доминирование кремнекислого магматизма, основным источником которого являются субдукционные осадки в наших моделях, пока не согласуется с природными наблюдениями. Кроме того, наиболее вулканиты Восточного вулканического пояса имеют основной и средний состав магм [Bergal-Kuvikas et al., 2019], что также не воспроизводится в модели. Все это указывается на необходимость дальнейшего

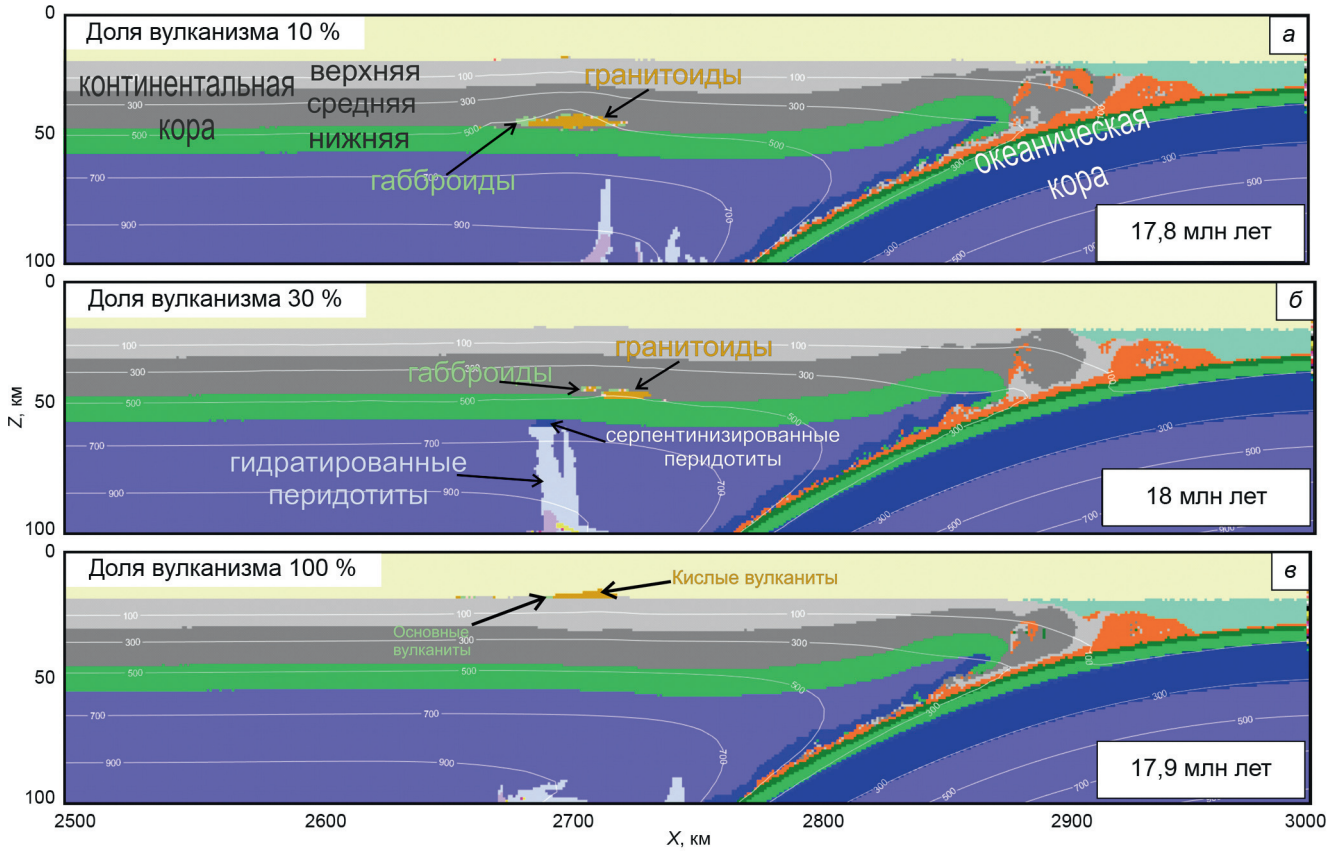


Рис. 7. Модели с параметрами субдукции под Камчатку при разных значениях доли вулканизма в общем магматизме, влияющих на долю продуктов магматизма изливающихся на поверхность: *а* — доля вулканизма 10%, *б* — 30%, *в* — 100%

усовершенствования методической части моделирования процессов магматизма и более детального изучения влияния эрозии, ослабления прочности пород при прохождении расплава и флюида, и других ключевых петролого-термомеханических процессов связанных с субдукцией.

Благодарности. Мы благодарны рецензентам О.В. Бергаль-Кувикас и Д.С. Мягкову за ценные замечания по тексту статьи и помощь с поиском библиографических материалов, а также Ю.Л. Ребецкому и П.Ю. Плечову за обсуждение результатов.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 23-17-00066) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 248–265.

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.

Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 32–59.

Гордеев Е.И., Бергаль-Кувикас О.В. Строение и вулканизм зоны субдукции на Камчатке // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 502. С. 72–76.

Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов, С.П. и др. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 3–9.

Певзнер М.М. Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки // Труды Геологического института. Вып. 608. М.: ГЕОС, 2015. 252 с.

Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. 2009. http://repo.kscnet.ru/403/2/Seliverstov.pdf

Чебров Д.В., Матвеенко Е.А., Ромашева Е.И. и др. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов в 2018–2019 гг. // Землетрясения Северной Евразии. 2023. Вып. 26 (2018–2019 гг.). С. 171–184.

Шанцер А.Е., Краевая Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса: на примере позднего кайнозоя Камчатки. М.: Наука, 1980. 164 с.

Bergal-Kuvikas O., Bindeman I., Chugaev A., et al. Pleistocene-Holocene monogenetic volcanism at the Malko-Petropavlovsk zone of transverse dislocations on Kamchatka:

Geochemical features and genesis // Pure and Applied Geophysics, 2022. 179(11), 3989–4011.

Bindeman I.N., Leonov V.L., Colón D.P., et al. Isotopic and Petrologic Investigation, and a Thermomechanical Model of Genesis of Large-Volume Rhyolites in Arc Environments: Karymshina Volcanic Complex, Kamchatka, Russia. Front // Earth Sci. 20196:238. doi: 10.3389/feart.2018.00238

Bittner D., Schmeling H. Numerical modeling of melting processes and induced diapirism in the lower crust // Geoph. J. Int. 1995. Vol. 123. P. 59–70.

Bürgmann R., Kogan M.G., Steblov G.M., et al. Interseismic Coupling and Asperity Distribution Along the Kamchatka Subduction Zone // Journal of Geophysical Research. 2005. Vol. 110. B07405.

Churikova T., Dorendorf F., Worner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42, N 8. P. 1567–1593.

Clauser C., Huenges E. Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. in Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants / Ed. by T.J. Ahrens. Washington, AGU, USA, 1995. P. 105–126.

Gerya T.V., Yuen D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2003. Vol. 140. P. 293–318.

Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., et al. Seismicity and Structure of the Kamchatka Subduction Zone // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B8. P. 17 883–17 898.

Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Iidaka T. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka // Tectonophysics. 2013. Vol. 609. P. 184–201.

Jiang G., Zhao D., Zhang G. Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka // Tectonophysics. 2009. Vol. 465, N. 1–4. P. 190–203.

Katz R.F., Spiegelman M., Langmuir C.H. A new parameterization of hydrous mantle melting // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. Vol. 4 (9). 1073.

Konrad-Schmolke M., Halama R., Manea V.C. Slab mantle dehydrates beneath Kamchatka — yet recycles water into the deep mantle // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2016. Vol. 17. N 8. P. 2987–3007.

Konstantinovskaia E.A. Arc–continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: an example from Kamchatka (NE Russia) // Tectonophysics. 2001. Vol. 333(1–2). P. 75–94.

Koulakov I., Shapiro N.M., Sens-Schönfelder C., et al. Mantle and crustal sources of magmatic activity of Klyuchevskoy and surrounding volcanoes in Kamchatka inferred from earthquake tomography // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2020. 125(10), e2020JB020097.

Lander A.V., Shapiro M.N. The origin of the modern Kamchatka subduction zone // Geophysical Monograph Series. 2007. Vol. 172. P. 57–64.

Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M. A 1-degree global model of Earth's crust // Geophysical Research Abstracts. 2013. Vol. 15, Abstract EGU2013–2658.

Liu H., Xiao Y., Sun H., Tong F., et al. Trace elements and Li isotope compositions across the Kamchatka arc: Constraints on slab-derived fluid sources // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2020. Vol. 125, e2019JB019237.

Li Z.-H., Gerya T., Connolly J.A.D. Variability of subducting slab morphologies in the mantle transition zone: Insight from petrological-thermomechanical modeling // Earth-Sci. Rev. 2019. Vol. 196, 102874.

Manea V.C., Manea M. Thermal models beneath Kamchatka and the Pacific Plate rejuvenation from a mantle plume impact // Geophys. Monogr. Ser. 2007. Vol. 172. P. 77–90.

Nizkous I.V., Sanina I.A., Kissling E., et al. Velocity properties of the lithosphere in the ocean-continent transition zone in the Kamchatka region from seismic tomography data // Izvestiya-Physics of the Solid Earth. 2006. Vol. 42. P. 286–296.

Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S. Griffin W.L. Depletion of the upper mantle by convergent tectonics in the Early Earth // Sci. Rep. 2021. Vol. 11. 21489.

Perchuk A. L., Zakharov V. S., Gerya T., Brown M. Hotter mantle but colder subduction in the Precambrian: What are the implications? // Precambr. Res. 2019. Vol. 330. P. 20–34.

Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Griffin W.L. Flat subduction in the Early Earth: The key role of discrete eclogitization kinetics // Gondwana Research. 2023. Vol. 119. P. 186–203.

Plechov P., Blundy J., Nekrylov N., et al. Petrology and Volatile Content of Magmas Erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012–13 // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. Vol. 307. P. 182–199.

Portnyagin M., Manea V.C. Mantle temperature control on composition of arc magmas along the Central Kamchatka Depression // Geology. 2008. Vol. 36, N 7. P. 519–522.

Ranalli G. Rheology of the Earth. London: Chapman & Hall, 1995. 413 p.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochem. 2003. Vol. 3. P. 1–64.

Schmidt M.W., Poli S. Devolatilization During Subduction // Treatise on Geochem. 2014. P. 669–701.

Sizova E., Gerya T., Brown M., Perchuk L.L. Subduction styles in the Precambrian: insight from numerical experiments // Lithos. 2010. Vol. 116. P. 209–229.

Stern R.J. Subduction zones // Review of Geophysics. 2002. Vol. 40, 1012.

Syracuse E., van Keken P., Abers G., et al. The global range of subduction zone thermal models // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. Vol. 183. P. 73–90.

Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2014. 472 p.

Статья поступила в редакцию 24.03.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 556+550.845
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-142-156

ИЗОТОПНО-ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ИССЫК-КУЛЬСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

Екатерина Ивановна Барановская[1]✉, Наталья Александровна Харитонова[2], Георгий Алексеевич Челноков[3], Александр Валерьевич Ермаков[4]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; baranovskaya_kat@mail.ru✉
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tchenat@mail.ru
[3] Геологический институт РАН, Москва, Россия; geowater@mail.ru
[4] Геологический институт РАН, Москва, Россия; a.v.ermakov@gmail.com

Аннотация. В статье представлены новые данные о химическом составе, содержании и закономерностях распределения стабильных изотопов кислорода и водорода в природных водах Иссык-Кульского межгорного артезианского бассейна. Сложные геологические и гидрогеологические условия региона исследований определяют разнообразие термоминеральных вод по химическому составу, минерализации и температуре. Результаты показали, что исследуемые воды региона имеют исходно метеорное происхождение с отчетливо выраженным высотным эффектом, а фракционирование изотопов обусловлено вторичными наложенными процессами. Геологическое и тектоническое строение рассматриваемого региона способствует формированию минеральных вод различного химического состава: в пределах скальных пород и открытых трещин образуются углекислые воды незначительной минерализации, в случае присутствия значительной толщи осадочного чехла формируются углекислотно-азотные или азотно-метановые воды с минерализацией более 2,0 г/л (иногда значительно выше, до 35,0 г/л). Для оценки глубинных температур формирования термоминеральных вод были применены ионно-солевые геотермометры, которые показали широкий интервал значений температур (от 21,4 до 144,8 °С), что указывает на различные условия формирования исследуемых вод.

***Ключевые слова*:** минеральные воды, гидрогеохимические условия, изотопный состав, горно-складчатые области, межгорные бассейны, Иссык-Куль

Для цитирования: *Барановская Е.И., Харитонова Н.А., Челноков Г.А., Ермаков А.В.* Изотопно-гидрогеохимическая характеристика термоминеральных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 142–156.

ISOTOPE-HYDROGEOCHEMICAL FEATURES OF THE THERMOMINERAL WATERS OF THE ISSYK-KUL ARTESIAN BASIN

Ekaterina I. Baranovskaya[1]✉, Natalya A. Kharitonova[2], Georgiy A. Chelnokov[3], Aleksandr V. Ermakov[4]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; baranovskaya_kat@mail.ru✉
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tchenat@mail.ru
[3] Geological Institute, RAS, Moscow, Russia; geowater@mail.ru
[4] Geological Institute, RAS, Moscow, Russia; a.v.ermakov@gmail.com

Abstract. The article presents a new data on the chemical composition, content and distribution patterns of stable oxygen and hydrogen isotopes in the natural waters of the Issyk-Kul intermountain artesian basin. The complex geological and hydrogeological conditions of the research region have led to a variety of thermomineral waters in terms of chemical composition, TDS and temperature. The results showed that the studied waters of the region have an initial meteoric origin with a clearly pronounced high-altitude effect, and the fractionation of isotopes is due to secondary superimposed processes. The geological and tectonic structure of the region under consideration contributes to the formation of mineral waters of various chemical composition: carbon dioxide waters of insignificant TDS are formed within rocks and open cracks, in the case of the presence of a significant thickness of the sedimentary cover, carbon dioxide-nitrogen or nitrogen-methane waters with a TDS of more than 2,0 g/l (sometimes significantly higher up to 35,0 g/l) are formed. Ion-salt geothermometers were used to assess the deep temperatures of the formation of thermomineral waters, which showed a wide range of temperature values (from 21,4 to 144,8 °C), which indicates different conditions for the formation of the studied waters.

Keywords: mineral waters, hydrogeochemical conditions, isotopic composition, mountainous-folded region, intermountain basins, Issyk-Kul

For citation: Baranovskaya E.I., Kharitonova N.A., Chelnokov G.A., Ermakov A.V. Isotope-hydrogeochemical features of the thermomineral waters of the Issyk-Kul artesian basin. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 142–156. (In Russ.).

Введение. Кыргызская Республика обладает значительным бальнеологическим потенциалом, так как на ее территории локализовано большое количество минеральных вод, отличающихся по температурному режиму, химическому и газовому составу, по минерализации. Только в пределах Иссык-Кульского межгорного артезианского бассейна выявлено более 100 естественных выходов минеральных вод, которые, в большей своей части, сосредоточены в горной области. В пределах межгорной впадины минеральные воды на поверхность не выходят, но вскрыты скважинами на глубинах более 1,0 км. Благоприятные ландшафтные и климатические условия Иссык-Кульской котловины совместно с наличием разнообразных в бальнеологическом отношении минеральных вод создают подходящие условия для функционирования сети санаториев и бальнеолечебниц.

На данный момент на побережье озера Иссык-Куль функционирует множество бальнеологических здравниц, осуществляющих лечение разнообразными по химическому типу, газовому составу, минерализации и температуре минеральными водами. Эти воды преимущественно применяют для лечения сердечных заболеваний, при болезнях обмена веществ, кроме того, их активно использует местное население в качестве питьевых столовых вод. Уникальность данного района также обусловлена сосуществованием двух типов минеральных вод: трещинно-поровых вод, приуроченных к артезианским бассейнам межгорного типа, и трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений скальных массивов.

Основные исследования минеральных вод Иссык-Кульского бассейна были выполнены в шестидесятых годах прошлого века [Григоренко, 1968; Катаева, 1969], тогда же были пробурены основные эксплуатируемые и по сей день скважины. Последняя работа по систематизации минеральных вод региона была опубликована в 1987 г. [Матыченков, 1987] и в дальнейшем никаких систематических исследований данного типа вод не проводилось, однако местное население активно продолжает использовать старые скважины для бальнеопроцедур, предполагая, что химический состав воды за сорок лет остался стабильным. В рамках данной статьи мы приводим новые данные по химическому и изотопному ($\delta^{18}O$ и δD) составу природных (поверхностных, пресных и термоминеральных) вод Иссык-Кульского межгорного артезианского бассейна. Систематизация разнообразного фактического материала: полученных нами данных, результатов предшественников, детальное изучение геологического строения и гидрогеологических условий региона, позволили провести реконструкцию условий формирования и распространения минеральных вод территории, а также выявить факторы, влияющие на их разнообразие.

Объект исследования. Иссык-Кульский артезианский бассейн представляет собой межгорную депрессию (впадину), развитую в пределах Северо-Тяньшаньской каледонской складчатой системы [Мандычев, 2002].

Впадина обрамлена высокогорными хребтами Кюнгей-Ала-Тоо (высшая точка 4770 абс.м) на севере и Терскей-Ала-Тоо на юге (достигая отметок 5200 абс.м). Хребты сложены комплексом пород протерозойского и палеозойского возраста [Катаева, 1969]. На наиболее высоких отметках горных участков сосредоточены значительные площади снега и льда. Длина впадины составляет 240 км, ширина — 90 км.

Центральную часть Иссык-Кульской впадины занимает одноименное глубоководное бессточное озеро. Озеро Иссык-Куль представляет собой котловину, вытянутую в широтном направлении, и расположенное на дне тектонической впадины на высоте 1609 абс. м. Площадь бассейна озера составляет более 22 тыс км^2, а его максимальная глубина достигает 668 м (в среднем 278 м) [Матыченков, 1987]. Береговая зона озера представляет собой предгорную равнину (конусы выноса горных рек), шириной от 2 до 20 км, где сосредоточены города и населенные пункты, являющиеся основной курортной зоной Прииссыкулья.

Температурный режим озера определяется, главным образом, его глубоководностью, в зимнее время поверхностные слои воды (до 100 м) достигают температур около 5,0 °С и 3,6÷4,2 °С на глубинах 500–600 м; в летнее время (июль-август) температура верхних слоев воды достигает 18÷20 °С. По данным опробований в июне 2023 г. (т. $И_1$) температура воды в озере Иссык-Куль составила 13,7 °С (табл. 1).

Минерализация воды озера Иссык-Куль по данным [Матыченков, 1987] составляла 5,97 г/л, по данным наших опробований 2023 г. — 5,7 г/л (табл. 1). По химическому типу вода озера характеризуется $Cl–SO_4–Na–Mg$ типом. По соотношению катионов (преобладание Na, Mg) вода озера Иссык-Куль соответствует океанической, по преобладанию анионов (Cl, SO_4) ближе к водам материковых озер [Матыченков, 1987]. Основным источником питания озера являются реки, формирующиеся в высокогорной гляциальной зоне.

Согласно общепринятой схеме гидрогеологического районирования Киргизии по П.Г. Григоренко [Григоренко, 1968; Гидрогеология…, 1971] рассматриваемый Иссык-Кульский артезианский бассейн (рис. 1, табл. 2) входит в Тянь-Шанскую гидрогеологическую область, Иссык-Кульский регион (Б. IV). В гидрогеологическом отношении, Иссык-Кульская межгорная впадина — это артезианский бассейн с пластовыми водами в осадочных породах мезо-кайнозойского чехла, а также с трещинными, трещинно-жильными водами в основании и в скальных породах окружающих хребтов [Минеральные…, 1974]. Бассейн сложен мезо-кайнозойскими континентальными осадочными породами типа молосс, мощностью порядка 5,0 км.

Таблица 1

Химический состав природных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна

№	№ пробы	Абс. отмет-ка пов-ти, м	Пункт опробования	Формула Курлова	Eh	$M_{изм}$	$M_{расч}$	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO_4	HCO_3	F	Br
					мВ	г/л		мг/л								
Поверхностные воды																
1	$И_1$	1601,0	озеро Иссык-Куль	$M_{5,6}\frac{Cl47\,SO_4\,46}{(Na+K)67\,Mg27}pH8,7\,T13,7$	–91,0	5,7	5,6	1204,0	48,2	101,0	264,0	1531,0	2035,0	427,1	12,3	1,2
2	$И_2$	1601,0	озеро Иссык-Куль	$M_{5,5}\frac{Cl51\,SO_4\,49}{(Na+K)68\,Mg26}$	–	–	5,5	1304,0	50,5	106,0	279,0	1609,0	2118,0	–	12,6	<0,05
3	T_{20}	2128,0	ручей в ущелье Джети-Огуз	$M_{0,2}\frac{Cl48\,HCO_3\,40\,SO_4\,12}{Ca59\,(Na+K)34}pH8,6\,T14,0$	–84,0	0,3	0,2	22,4	1,1	35,5	2,6	61,7	20,1	88,5	<0,3	<0,05
Грунтовые воды																
4	T_{10}	1626,0	г. Чолпон-Ата	$M_{0,3}\frac{HCO_3\,48\,Cl42}{Ca52(Na+K)39}pH8,3\,T16,2$	–68,2	0,2	0,3	42,2	1,5	50,8	5,0	74,4	22,3	147,0	<0,3	0,1
5	T_{13}	1614,0	с. Чон-Орукту	$M_{0,3}\frac{HCO_3\,71\,Cl23}{Ca65(Na+K)21}pH8,6\,T18,8$	–89,6	0,2	0,3	12,9	0,8	37,3	4,9	30,5	10,8	158,7	<0,3	<0,05
Минеральные воды																
6	T_2	1611,0	г. Балыкчи	$M_{10,7}\frac{SO_4\,73\,Cl27}{(Na+K)78\,Ca15}pH7,5T40,2$	–26,6	9,3	10,7	2508,0	19,1	427,0	117,0	1619,0	5959,0	–	<0,3	<0,05
7	T_3	1620,0	с. Чок-Тал	$M_{0,4}\frac{SO_4\,46\,HCO_3\,34\,Cl21}{(Na+K)98}pH9,8\,T37,3$	–164,4	0,4	0,4	106,0	0,4	1,8	0,1	39,3	117,0	109,8	3,2	<0,05
8	T_4	1625,0	с. Бает	$M_{0,7}\frac{SO_4\,61\,Cl22\,HCO_3\,17}{(Na+K)98}pH9,2\,T30,7$	–123,6	0,9	0,7	216,0	0,6	4,0	0,1	78,8	289,0	103,7	6,7	<0,05
9	T_5	1620,0	с. Долинка	$M_{18,3}\frac{Cl87\,SO_4\,12}{(Na+K)81\,Ca18}pH7,4\,T52,3$	–19,3	21,3	18,3	5330,0	18,8	1055,0	16,1	9943,0	1912,0	36,6	<0,3	11,0
10	T_6	1628,0	г. Чолпон-Ата	$M_{18,7}\frac{Cl90\,SO_4\,10}{(Na+K)64\,Ca35}pH7,6\,T18,0$	–29,0	20,1	18,7	4364,0	9,4	2080,0	17,9	10641,0	1568,0	22,3	<0,3	8,8
11	T_7	1618,0	с. Кара-Ой	$M_{1,0}\frac{SO_4\,54\,Cl38}{(Na+K)95}pH8,9\,T33,9$	–114,8	1,2	1,0	309,0	0,8	12,6	0,3	200,0	386,0	73,2	13,5	<0,05
12	T_8	1617,0	г. Чолпон-Ата	$M_{22,2}\frac{Cl89\,SO_4\,11}{(Na+K)77Ca21}pH7,7\,T43,2$	–38,8	25,1	22,2	6167,0	18,3	1455,0	84,7	12408,0	1997,0	36,6	<0,3	10,0
13	T_{11}	1618,0	с. Бостери	$M_{34,0}\frac{Cl93}{(Na+K)73Ca26}pH7,8\,T26,6$	–42,0	35,0	34,0	9068,0	0,1	2814,0	47,2	20048,0	2047,0	18,3	<0,3	11,6
14	T_{12}	1627,0	с. Булан-Соготту	$M_{11,8}\frac{Cl76\,SO_4\,23}{(Na+K)89\,Ca10}pH7,7\,T43,8$	–36,8	11,8	11,8	3530,0	12,8	361,0	23,0	5470,0	2277,0	140,4	<0,3	3,3
15	T_{14}	1620,0	с. Чон-Орукту	$M_{7,4}\frac{Cl98}{(Na+K)61Ca39}pH8,1\,T38,0$	–59,6	9,8	7,4	1678,0	3,4	946,0	1,2	4641,0	94,1	36,6	2,2	1,9
16	T_{15}	1607,0	с. Ой-Булак	$M_{22,2}\frac{Cl89\,SO_4\,11}{(Na+K)77Ca21}pH7,7\,T43,2$	–55,9	7,8	6,2	1393,0	3,4	781,0	0,7	3546,0	464,0	36,6	2,3	<0,05
17	T_{16}	1621,0	г. Каракол	$M_{0,9}\frac{Cl79\,HCO_3\,11\,SO_4\,10}{(Na+K)90}pH8,6\,T33,5$	–90,0	1,3	0,9	288,0	0,8	26,5	1,4	441,0	74,5	109,8	5,9	0,5
18	T_{18}	2042,0	ущелье Джети-Огуз	$M_{12,5}\frac{Cl94}{(Na+K)54Ca46}pH7,7\,T32,0$	–37,5	15,3	12,5	2476,0	39,2	1859,0	2,4	7517,0	565,0	39,7	<0,3	1,6
19	T_{19}	2126,0	ущелье Джети-Огуз	$M_{1,8}\frac{Cl73\,SO_4\,25}{(Na+K)63\,Ca37}pH8,5T17,9$	–81,2	2,1	1,8	387,0	5,1	203,0	0,4	783,0	367,0	42,7	3,3	<0,05
20	T_{21}	2195,0	ущелье Джети-Огуз	$M_{0,5}\frac{Cl58\,SO_4\,36}{(Na+K)70\,Ca30}pH9,2T22,0$	–134,9	0,4	0,5	122,0	1,8	45,4	0,2	158,0	132,0	30,5	6,3	0,1
21	T_{22}	2061,0	ущелье Ак-Суу	$M_{0,3}\frac{Cl38\,SO_4\,36\,HCO_3\,26}{(Na+K)93}pH9,2\,T48,0$	–130,2	0,4	0,3	84,6	1,6	5,4	0,1	58,4	74,8	67,1	13,0	<0,05
22	T_{23}	1635,0	с. Кирпичное	$M_{0,4}\frac{HCO_3\,48\,Cl28\,SO_4\,24}{(Na+K)95}pH9,3\,T40,3$	–132,4	0,4	0,4	97,5	0,5	4,3	0,1	51,9	61,2	152,6	11,7	<0,05
23	T_{24}	2383,0	с. Чон-Кызыл-Суу	$M_{0,4}\frac{Cl54\,SO_4\,24\,HCO_3\,22}{(Na+K)86\,Ca13}pH9,4\,T28,4$	–139,1	0,5	0,4	101,0	3,4	14,1	0,1	114,0	69,9	79,3	10,7	0,1
24	T_{26}	2361,0	ущелье Джууку	$M_{0,3}\frac{SO_4\,41\,Cl32\,HCO_3\,27}{(Na+K)81\,Ca18}pH8,9\,T37,9$	–112,1	0,4	0,3	74,0	1,4	14,8	0,3	50,4	86,9	73,0	10,9	<0,05
25	T_{27}	1630,0	с. Каджи-Сай	$M_{2,4}\frac{Cl43\,SO_4\,31\,HCO_3\,26}{(Na+K)98}pH8,0\,T43,4$	–51,8	2,5	2,4	723,0	3,2	15,1	0,7	569,0	545,0	585,8	19,2	<0,05
26	T_{28}	1616,0	с. Бар-Булак	$M_{4,3}\frac{Cl78\,SO_4\,22}{(Na+K)75\,Ca25}pH8,0T38,6$	–67,4	5,2	4,3	1139,0	9,1	328,0	1,2	2031,0	778,0	24,4	2,9	<0,05

Таблица 2

Гидрогеологическое районирование Киргизии (по данным [Гидрогеология…, 1971])

Области	Регионы		Подрегионы		Основные артезианские бассейны	
Тянь-Шанская	А	Чу-Таласский	$А_1$	Чуйский	I	Восточно-Чуйский
			$А_2$	Таласский	II	Таласский южный
					III	Таласский северный
	Б	Иссык-Кульский			IV	Иссык-Кульский
	В	Нарынский	$В_1$	Северный Нарынский	V	Кочкорский
					VI	Суусамырский
					VII	Джумгальский
					VIII	Токтогульский
					IX	Сонгкёльский
					X	Кара-Куджурский
			$В_2$	Южный Нарынский	XI	Верхненарынский
					XII	Алабуга-Нарынский
					XIII	Тогуз-Тороский
					XIV	Ат-Башынский
					XV	Арпинский
					XVI	Балгартский
	Г	Сарыджаз-Аксайский	$Г_1$	Сары-Джазский		
			$Г_2$	Ак-Сайский	XVII	Чатыр-Кёльский
					XVIII	Ак-Сайский
					XIX	Узёнгю-Куушский
	Д	Ферганский	$Д_1$	Чаткало-Ферганский	XX	Чаткальский
					XXI	Сёокский
			$Д_2$	Ош-Джалалабадский	XXII	Ферганский
			$Д_3$	Алай-Туркестанский		
Памиро-Алайская	Е	Алайский			XXIII	Алайский

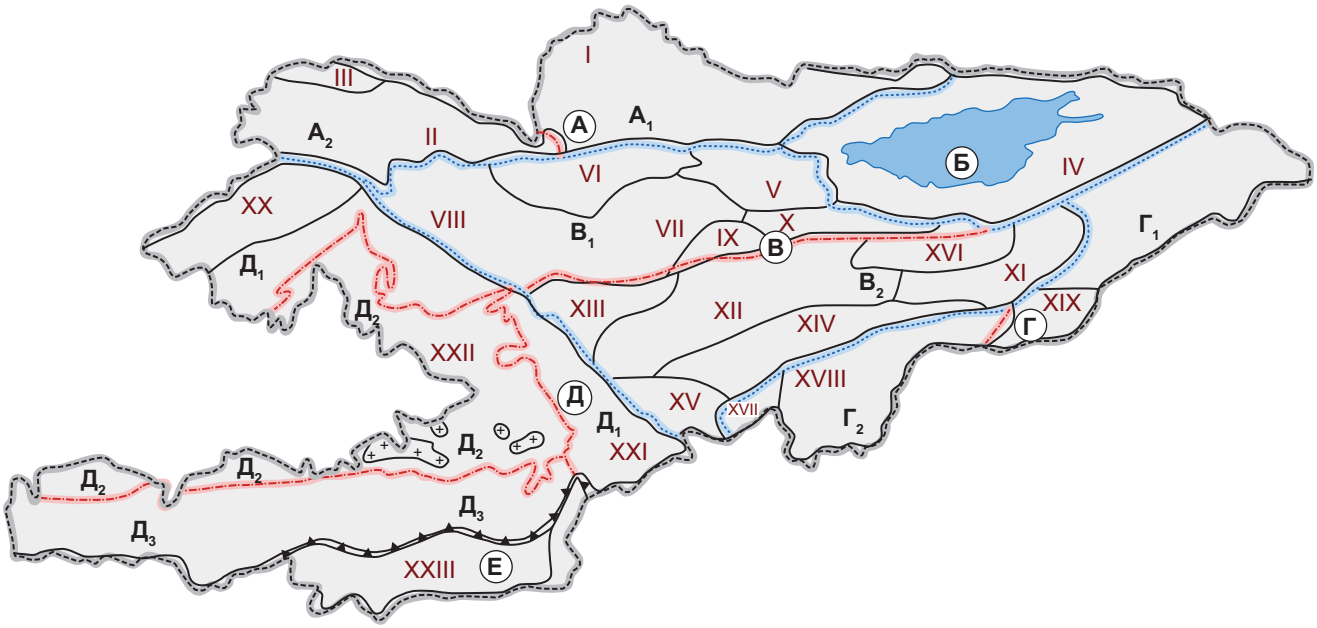


Рис. 1. Схема гидрогеологического районирования Киргизии (по данным [Гидрогеология…, 1971]). Обозначения см. в табл. 1

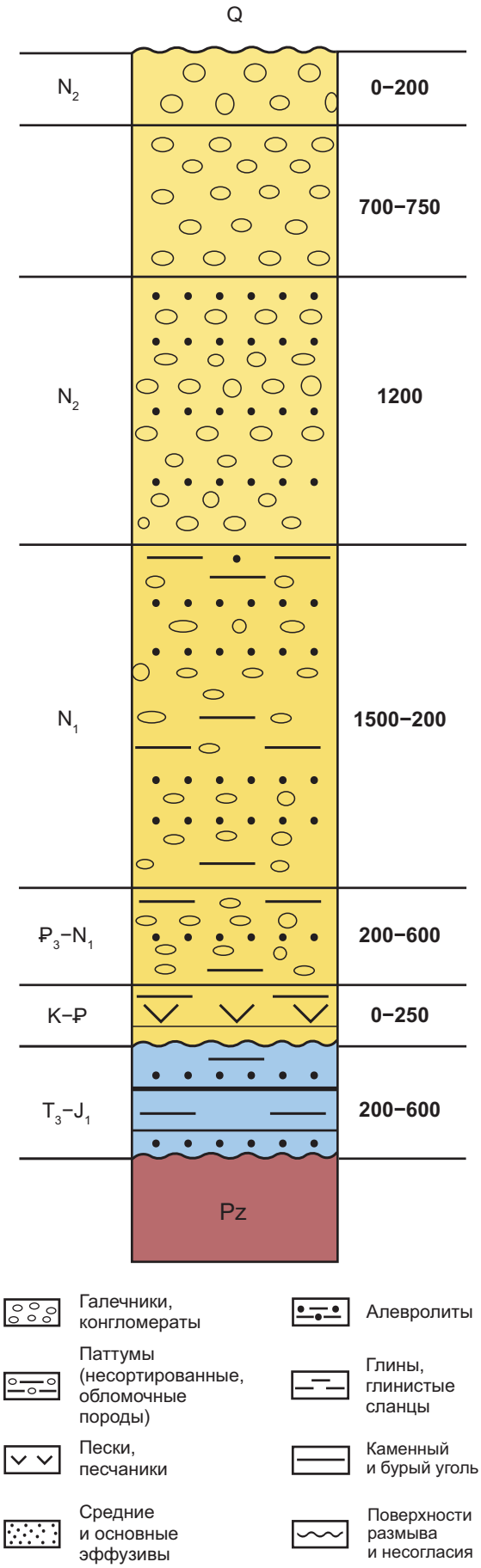


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка Иссык-Кульской впадины (р. Джети-Огуз)

Границы бассейна совпадают с водоразделами поверхностного и подземного стока Терскейского — южного и Кюнгейского — северного хребтов, а также проходят по перевалу Санташ на востоке и Караташскому порогу на западе [Мандычев, 2002].

Основными областями питания подземных вод бассейна являются обрамляющие горные хребты Терскей-Ала-Тоо и Кюнгей-Ала-Тоо, питание, главным образом, осуществляется за счет таяния ледников и снежников, а также за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Иссык-Кульский артезианский бассейн характеризуется трехэтажным строением. Осадочный чехол представлен галечником, песком, глиной и полускальными сцементированными обломочными породами типа конгломератов, песчаников, аргиллитов и алевролитов. Максимальная мощность осадочного чехла Иссык-Кульского артезианского бассейна в восточной части достигает 5,0 км (рис. 2).

Верхний этаж представлен четвертичными отложениями, мощностью до 200–500 м; второй этаж сложен палеоген-неогеновыми и юрскими отложениями; нижний этаж (фундамент) представлен палеозойскими и докембрийскими трещиноватыми породами, информация о которых практически отсутствует [Гидрогеология…, 1971; Мандычев, 1996].

Исследуемая территория является сейсмически активной и осложнена множеством региональных и локальных разрывных нарушений разного порядка, которые являются каналами для глубокого проникновения метеорных вод, а также источниками поступления на поверхность Земли глубинных флюидов. На территории Кыргызстана ежегодно регистрируется более 5000 землетрясений, из которых 5–10 являются ощутимыми. Сильные толчки происходят каждые 3–5 лет [Кендирбаева, 2019]. Геолого-тектонические условия, наличие широкого комплекса водовмещающих толщ и сложное гидрогеологическое строение района исследований обуславливают формирование разнообразных бальнеологических типов термоминеральных вод.

Материалы и методы исследования. В основу работы легли результаты полевых исследований, проведенных на территории Иссык-Кульской области Республики Киргизия в июне 2023 г. Всего было отобрано 28 проб поверхностных (ручей, озеро) и подземных вод, а также атмосферных осадков. Собранные воды были детально исследованы: определен их химический состав, выявлены содержания стабильных изотопов кислорода и водорода. Точки опробования представлены на рисунке (рис. 3).

Нестабильные параметры (температура, Eh, pH) определяли непосредственно на месте отбора проб с помощью анализатора жидкости Milwaukee (США). Определение гидрокарбонат-иона (HCO_3^-) проводилось также на месте отбора проб титриметрическим методом. Пробы воды, предназначенные для выполнения лабораторных химических анали-

зов, отфильтровывали через целлюлозный фильтр (0,45 мкм) на месте отбора.

Определение содержания основных катионов и анионов проводилось методом ионной хроматографии на высокоэффективном ионном жидкостном хроматографе LC-20 (Shimadzu, Япония). Определение органического углерода выполнено методом ИК-детектирования на анализаторе общего органического углерода TOC-V (Shimadzu, Япония) в аналитической лаборатории ДВГИ ДВО РАН.

Определение микрокомпонентного состава было выполнено методом ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7700 в аналитической лаборатории ДВГИ ДВО РАН.

Определение изотопного состава природных вод ($\delta^{18}O$ и δD) выполнялось на изотопном анализаторе воды (Picarro, США) в аналитической лаборатории ГИН РАН. Результаты измерений $\delta^{18}O$ и δD приведены относительно международного стандарта VSMOW.

Для оценки глубинных температур формирования термоминеральных вод применялись ионно-солевые геотермометры, основанные на реакциях химического равновесия ряда элементов в системе «вода-минерал» [Fournier, 1979; Giggenbach, 1988; Chelnokov, 2022; Bragin, 2021; Шестакова, 2018].

Результаты исследования и их обсуждение. Грунтовые воды на данной территории формируются в подгорном шлейфе путем инфильтрации из русел рек, каналов и ирригационной сети. Водоносные горизонты представлены галечниками, гравием и песками, фильтрационные показатели которых уменьшаются от периферии предгорного шлейфа к зоне вторичного погружения. В предгорьях коэффициент фильтрации варьирует от 10,0 до 100,0 м/сут; в пределах аллювиально-пролювиальной равнины коэффициент фильтрации значительно меньше и составляет 0,5÷1,0 м/сут [Кендирбаева, 2023]. Нами были опробованы грунтовые воды на севере Иссык-Кульского артезианского бассейна (г. Чолпон-Ата и с. Чон-Орукту) с глубины 30–50 м (рис. 3, табл. 1). По минерализации эти воды пресные (0,2 г/л) хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевого типа. В воде также обнаружено незначительное количество ионов магния (~5,0 мг/л) и сульфата (10,8÷22,3 мг/л). По показателю pH изучаемые воды являются слабощелочными (pH 8,3÷8,6), а по температуре холодными (16,2÷18,8 °C). Окислительно-восстановительный потенциал варьирует от –89,6 до –68,2 мВ. Содержание органического углерода повсеместно низкое <1,0 мг/л (табл. 3), однако в пробе T_{10} (г. Чолпон-Ата) выявлен повышенный уровень концентрации общего азота (1,1 мг/л) и нитратов (5,6 мг/л), что обусловлено загрязнением данного пункта опробования азотными удобрениями, приносимыми в водоносный комплекс с располагающихся неподалеку сельскохозяйственных земель. Концентрации фтора, брома, бора и кремния (как Si) низкие и составляют <0,3 мг/л, ≤0,1 мг/л, ≤26,0 мкг/л и <7,0 мг/л соответственно.

Таблица 3

Содержание различных форм углерода и азота в пробах природных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна

№	№ пробы	Пункт опробования	TC	IC	TOC	TN
			мг/л			
		Поверхностные воды				
1	$И_1$	озеро Иссык-Куль	70,6	66,0	4,6	0,8
2	$И_2$	озеро Иссык-Куль	66,5	64,8	1,7	<0,1
3	T_{20}	ручей в ущелье Джети-Огуз	13,7	13,0	0,7	0,6
		Грунтовые воды				
4	T_{10}	г. Чолпон-Ата	32,9	31,9	1,0	1,1
5	T_{13}	с. Чон-Орукту	24,0	23,0	1,0	<0,1
		Минеральные воды				
6	T_2	г. Балыкчи	19,0	18,8	0,2	0,7
7	T_3	с. Чок-Тал	13,8	13,1	0,7	0,5
8	T_4	с. Бает	26,0	25,2	0,8	0,1
9	T_5	с. Долинка	5,5	5,5	0,1	0,5
10	T_6	г. Чолпон-Ата	4,0	4,0	0,1	0,3
11	T_7	с. Кара-Ой	14,2	14,0	0,2	<0,1
12	T_8	г. Чолпон-Ата	6,2	6,2	0,1	2,7
13	T_{11}	с. Бостери	7,6	7,6	0,1	1,6
14	T_{12}	с. Булан-Соготту	23,4	22,3	1,1	0,5
15	T_{14}	с. Чон-Орукту	2,6	1,4	1,3	1,2
16	T_{15}	с. Ой-Булак	2,6	2,6	0,1	<0,1
17	T_{16}	г. Каракол	20,7	19,2	1,5	0,4
18	T_{18}	ущелье Джети-Огуз	6,1	6,1	0,1	0,8
19	T_{19}	ущелье Джети-Огуз	5,6	5,6	0,1	<0,1
20	T_{21}	ущелье Джети-Огуз	15,7	14,9	0,8	0,1
21	T_{22}	ущелье Ак-Суу	9,9	8,2	1,6	0,5
22	T_{23}	с. Кирпичное	22,1	19,1	3,0	0,3
23	T_{24}	с. Чон-Кызыл-Суу	6,9	6,7	0,2	0,4
24	T_{26}	ущелье Джууку	9,7	8,0	1,7	0,4
25	T_{27}	с. Каджи-Сай	94,0	88,2	5,8	0,3
26	T_{28}	с. Бар-Булак	4,2	4,2	0,0	0,6

Примечание: TC — общий углерод; IC — неорганический углерод; TOC — общий органический углерод; TN — общий азот.

Термоминеральные воды в пределах исследуемой территории существенно отличаются по многим параметрам: температуре, минерализации, химическому и газовому составу, по содержанию бальнеокомпонентов (рис. 4, табл. 1).

Температура природных минеральных вод на месте опробования варьирует в широком диапазоне от 16,2 до 52,3 °C (рис. 4, табл. 1). Все исследуемые подземные воды по температуре были разделены на четыре группы: к первой группе (6 точек опробования) отнесены холодные воды с температурой

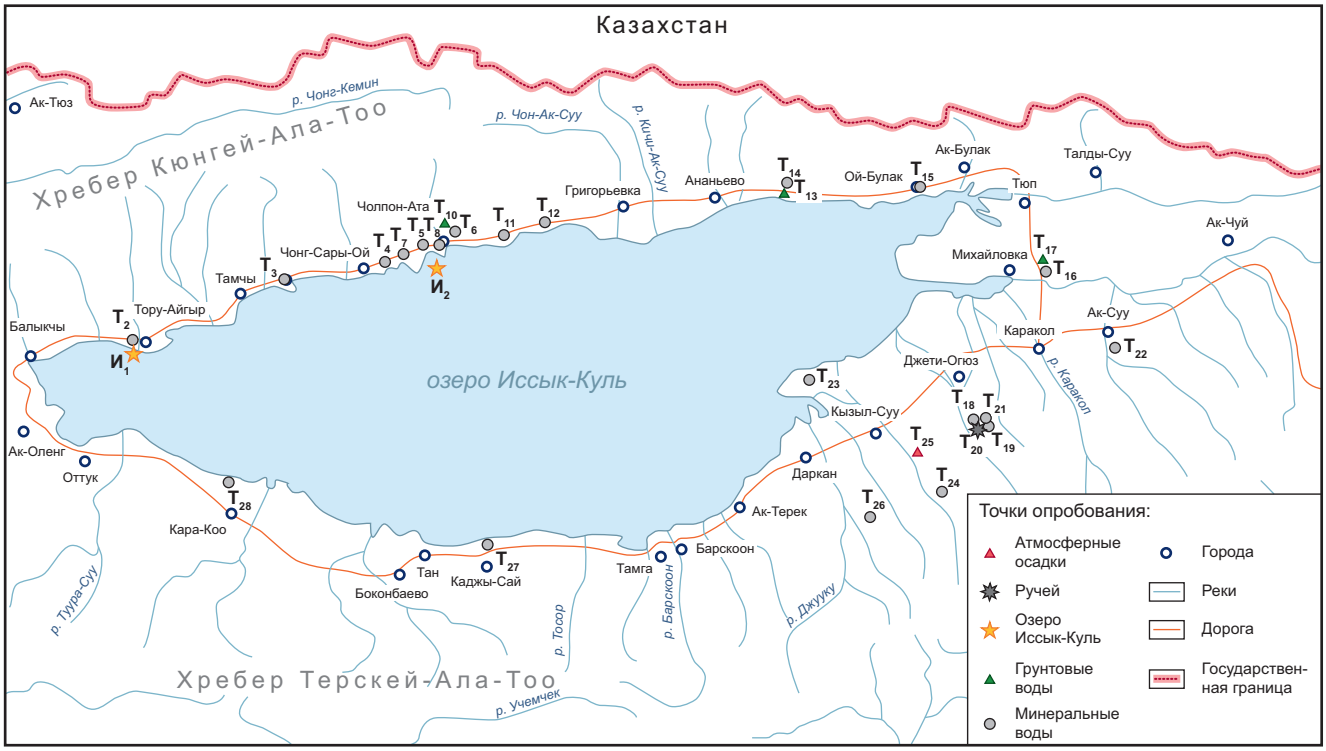


Рис. 3. Обзорная карта района исследований и расположения точек опробования

Таблица 4

Основные химические типы природных минеральных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна

Гидрогеологическая структура	Артезианский межгорный бассейн			Гидрогеологический массив	
Преобладающий ион	Na, Cl	Na, SO_4	Na, HCO_3	Na, Cl	Na, SO_4
Минерализация, г/л	1,3–35,0	0,4–9,3	0,4	0,3–12,5	0,3
T, °C	18,0–52,3	30,7–40,2	40,3	18,0–48,0	38,0

<20 °C, ко второй (8 точек опробования) — теплые воды с температурой 20–37 °C, к третьей группе, она самая многочисленная (10 точек опробования) — очень теплые с температурой 37÷50 °C, и к четвертой (1 точка) — с температурой более 50 °C. В целом, большинство проб имеют температуру более 20 °C. В первую группу попадают преимущественно поверхностные и подземные грунтовые пресные воды, а из минеральных вод только две пробы: T_6 и T_{19}, отобранные на севере Иссык-Кульского артезианского бассейна в районе г. Чолпон-Ата и с. Чон-Орукту. Низкие температуры этих вод обусловлены, видимо, их разбавлением холодными приповерхностными водами. Все остальные минеральные воды являются термоминеральными. Горячая вода, относящаяся к 4-ой группе, вскрыта скважиной в осадочном чехле с глубины 1515 м на севере артезианского бассейна (с. Долинка) (рис. 4). В целом, какой-либо явной корреляционной зависимости температуры минеральных вод от глубины их отбора в водоносных горизонтах межгорного артезианского бассейна не прослеживается (рис. 5). Также не выявлено зависимости между температурой минеральных вод и условиями их циркуляции: трещинно-жильные воды скальных массивов и пластово-поровые артезианские воды межгорного бассейна часто имеют схожие температуры (табл. 4).

Рассматриваемые термоминеральные воды являются умеренно-щелочными (pH 7,4–9,8) и характеризуются восстановительной обстановкой (Eh –164,4 ÷ –19,3 мВ). Их *минерализация* варьирует в широких пределах от 0,3 г/л до 34,0 г/л (рис. 4; 6) и, в целом, зависит от приуроченности к гидрогеологической структуре формирования: осадочный чехол артезианского межгорного бассейна или его горное обрамление. Воды осадочного чехла имеют часто высокую минерализацию от 1,2 до 35,0 г/л, за исключением нескольких проб пресных вод с минерализацией 0,4÷0,9 г/л, отобранных на севере бассейна (точки T_3, T_4) и в районе с. Кирпичное (т. T_{23}).

Среди анионов преобладают Cl^- и SO_4^{2-}, доля каждого среди анионов составляет (%-экв): 43÷98 и 46÷73, соответственно. В четырех пробах (точки T_{11}, T_{14}, T_{15} и T_{18}) в анионной части присутствует, главным образом, хлорид-ион. Наблюдается закономерность в составе анионов: все термоминеральные воды обогащены либо сульфатом, либо хлоридом. В пробах T_2, T_3, T_4, T_7 и T_{26} сульфат является превалирующим ионом (табл. 1) и для них характерна высокая сульфатность ($rSO_4 \cdot 100/rCl$), которая составляет 120÷271. В одной пробе минеральных вод (т. T_{23}, с. Кирпичное) преобладающим анионом является HCO_3-ион (48%-экв).

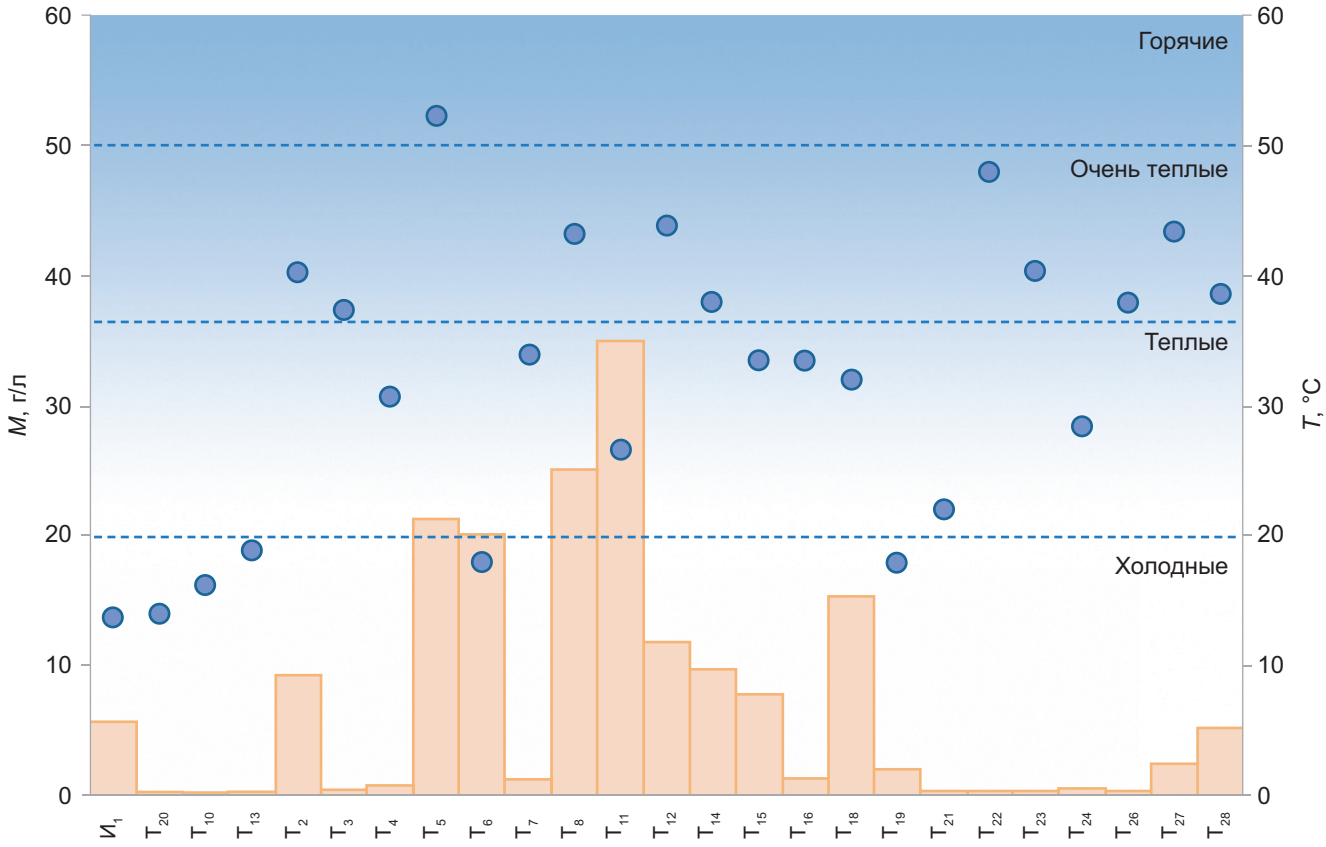


Рис. 4. Распределение минерализации (*M*, г/л) и температуры (*T*, °C) в исследуемых пробах природных вод

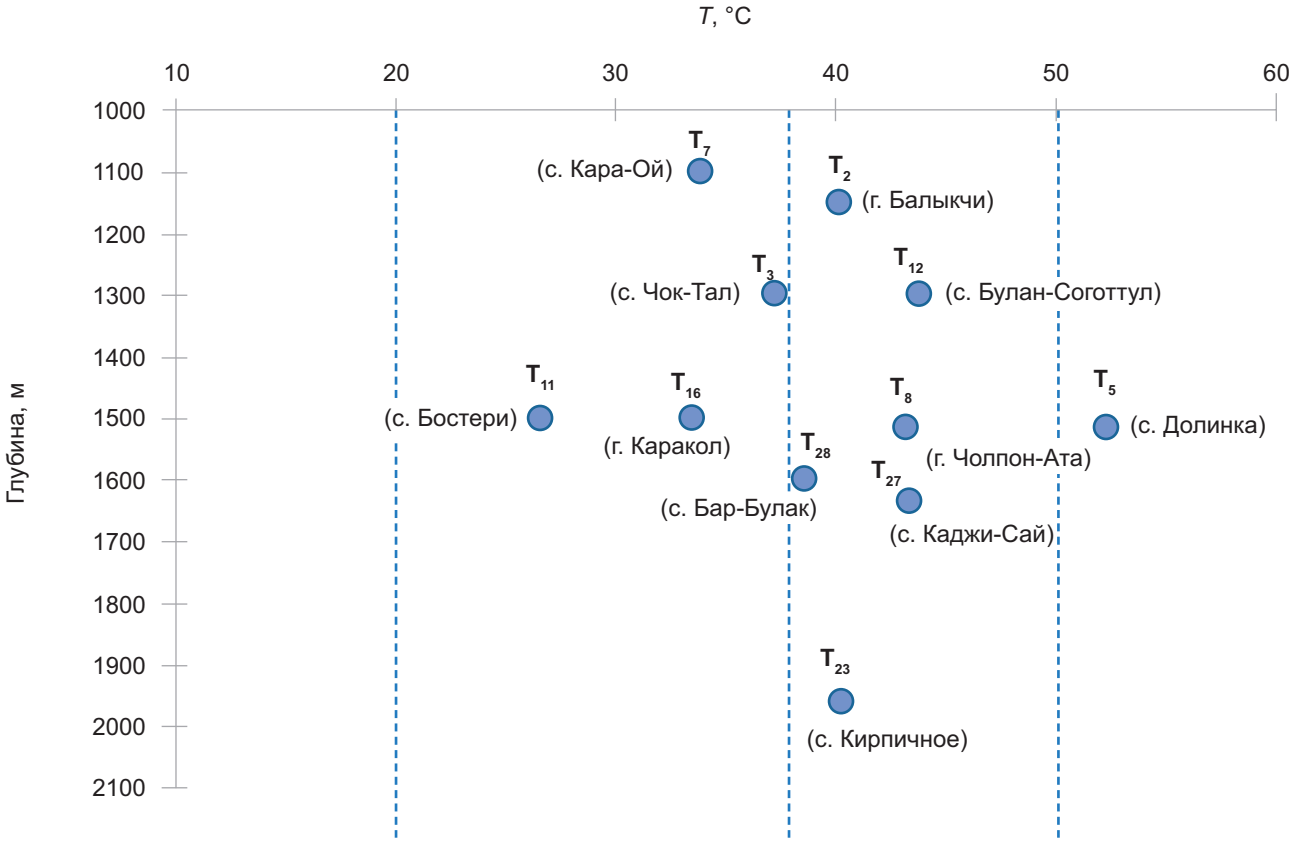


Рис. 5. Зависимость температуры термоминеральных вод от глубины их опробования

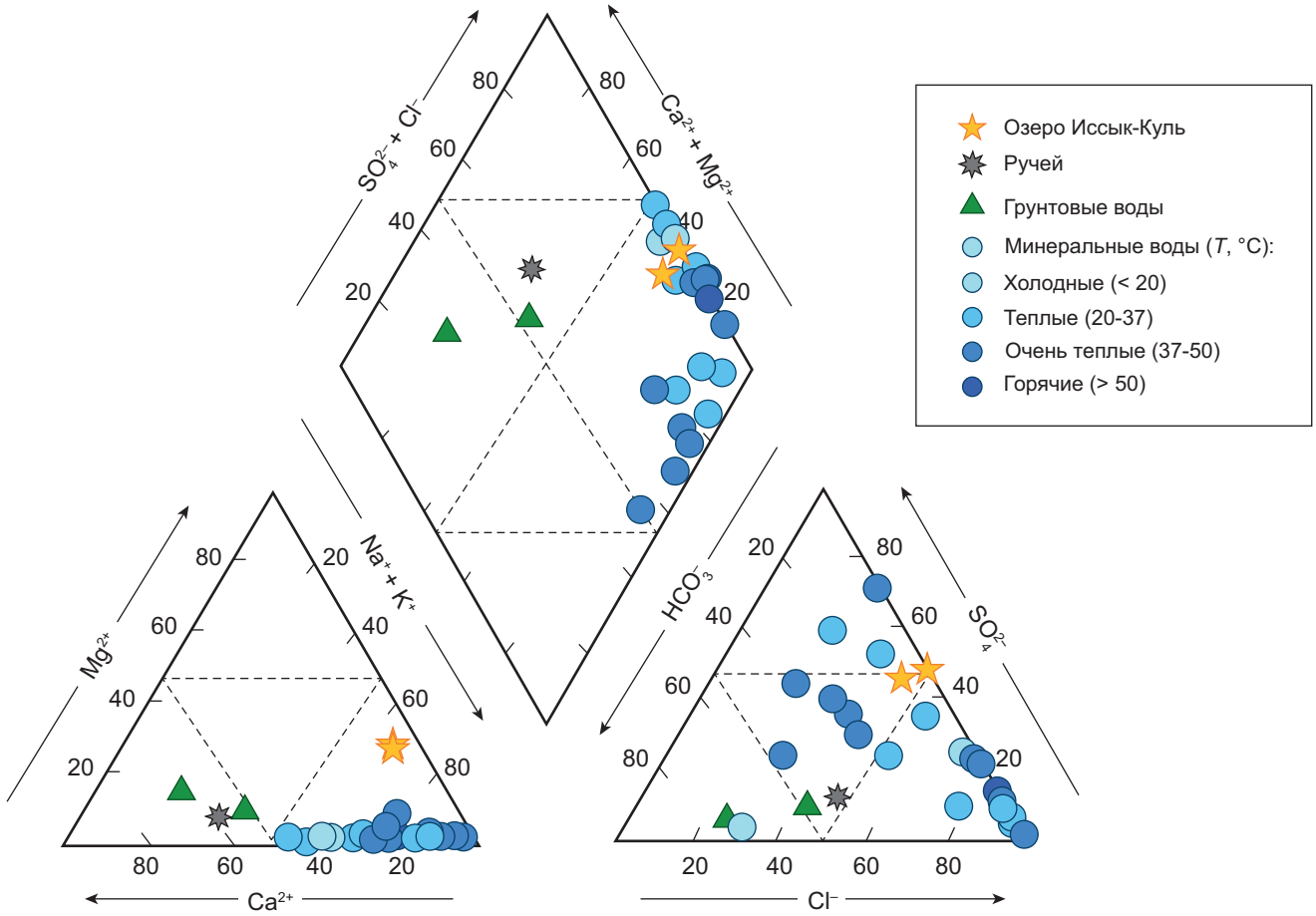


Рис. 6. Диаграмма Пайпера для исследуемых природных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна

По химическому составу воды осадочного чехла Иссык-Кульского бассейна преимущественно Cl–SO_4 (SO_4–Cl)–Na (Na–Ca) типа. В целом, фиксируется прямая зависимость содержания сульфат-иона от минерализации — чем выше концентрация SO_4^{2-}, тем выше минерализация.

В катионном составе исследуемых проб повсеместно преобладает ион натрия (от 61 до 98%-экв), в некоторых пробах наблюдается незначительное количество иона кальция (7÷46%-экв). Магний практически не встречается в данных водах (рис. 6).

Ионы натрия и хлора в водах осадочного чехла демонстрируют хорошую корреляционную зависимость с $R^2 = 0{,}9$ и соотношение 1:1, что указывает на единый источник обоих элементов, вероятнее всего, растворение галитовых толщ. В пробах T_2, T_3, T_4 и T_7 соотношение Na/Cl увеличивается до 4,2, демонстрируя дополнительный источник натрия, вероятно, это натрийсодержащие силикаты или извлечение натрия из глинистых фаз при катионном обмене.

Воды кристаллических массивов (горного обрамления Иссык-Кульского артезианского бассейна) были опробованы в источниках ущелья Джети-Огуз (T_{18}, T_{19}, T_{21}), Ак-Суу (T_{22}), Джууку (T_{26}) и с. Чон-Кызыл-Суу (T_{24}). Термоминеральные воды кристаллических массивов преимущественно низкоминерализованные 0,3÷0,5 г/л и в них присутствует значительное количество HCO_3^-, превышающего 20%-экв. (табл. 1). В редких случаях воды кристаллических массивов демонстрируют повышенную минерализацию до 12,5 г/л (T_{18}, Джети-Огуз) и принадлежат к Ca–Na–Cl (SO_4–Cl) типу, что, по-видимому, обусловлено смешением сильно минерализованных вод из артезианского бассейна с водами низкой минерализации, формирующихся в кристаллических массивах. Различные пропорции смешения вод приводят к широкому спектру получаемой минерализации.

В анионном составе практически всех опробованных минеральных вод преобладает хлорид-ион (содержание Cl^- варьирует от 32 до 94%-экв). Сульфатность термоминеральных вод гидрогеологических массивов довольно высокая 20÷100, за исключением воды из точки T_{18}, содержащей значительное количество хлорид-иона (94 %-экв).

В катионном составе минеральных вод всегда преобладает ион натрия (от 54 до 95%-экв); далее следует кальций, достигая в некоторых пробах 40%-экв., магний практически отсутствует в опробованных источниках (рис. 6). Молярное соотношение Na/Cl больше 1 и находится в диапазоне 1,2÷2,9, указывая на поступление натрия при растворении натрийсодержащих плагиоклазов скальных пород, сложенных крупнокристаллическими биотитовыми гранитами

и гранодиоритами. В двух точках T_{18} и T_{19} молярное соотношение Na/Cl значительно <1, составляет 0,5 и 0,8 соответственно, указывая на возможное удаление натрия при реакции катионного обмена между водой и породой.

Сопоставление солевого состава вод и места их циркуляции показывает, что минерализация термоминеральных вод, приуроченных к гидрогеологическим кристаллическим массивам, значительно ниже, чем в водах, циркулирующих в осадочном чехле артезианского межгорного бассейна. В катионном составе всех исследуемых проб, главным образом, превалирует ион натрия (табл. 4), а в анионном — ионы хлора, сульфата и гидрокарбоната. Пропорции соотношения данных анионов меняются и сильно зависят от состава водовмещающей толщи. Величина коэффициента *r*Na/*r*Cl варьирует от 0,5 до 4,2 и, в целом, хорошо соотносится с минерализацией воды — чем выше минерализация, тем ниже коэффициент. Исключение составляет только точка T_2, в которой при минерализации ($M_{расч}$) 10,7 г/л, значение коэффициента составляет 2,4.

Во многих пробах выявлены повышенные содержания иона фтора, количество которого варьирует от 2,2 до 19,2 мг/л (табл. 1). Наибольшие концентрации элемента характерны для вод (T_7, T_{22}, T_{23}, T_{24}, T_{26} и T_{27}), циркулирующих в скальных породах. Высокие значения фтора в водах скальных массивов обусловлены его активным извлечением из водовмещающих толщ в условия повышенных температур. Основными фторсодержащими минералами изучаемых вод являются биотит, мусковит и фосфаты. Так как индекс насыщения фосфатов больше единицы, то они не будут растворяться в данных условиях, соответственно, можно предположить, что основным источником фтора являются силикаты. Вынос фтора, вероятнее всего, происходит из слюд, согласно следующей реакции [Seelig, 2010]:

$$5KFe_3AlSi_3O_{10}(F,OH)_2 + KAlSi_3O_8 + 9H_2O + H^+ \leftrightarrow$$
$$\leftrightarrow 3Fe_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 9SiO_2 + 6K^+ 5F^-.$$

В водах, циркулирующих в скальных массивах, наблюдается положительная корреляция с $R^2 = 0{,}7$ между F^- и H_4SiO_4, а также с температурой, что позволяет утверждать о единстве источников обоих компонентов. Таким образом, фтор поступает в данные термоминеральные воды в результате гидролиза алюмосиликатных минералов.

В термоминеральных водах межгорного артезианского бассейна (T_2, T_5, T_6, T_8, T_{11} и др.) содержание фтора обычно очень низкое, менее 0,3 мг/л, так как породы осадочного чехла обеднены этим элементом.

Количество Br^- в изученных пробах сильно варьирует и находится в диапазоне значений 0,1÷11,6 мг/л. По содержанию брома данные термоминеральные воды подразделяются на три группы: к первой группе относятся воды с очень низкой концентрацией < 0,1 мг/л, ко второй — воды с умеренным содержанием (диапазон 0,1÷3,3 мг/л), и к третьей — воды с высокими концентрациями >8,8 мг/л.

Бор в изученных водах варьирует в широких пределах от 0,2 до 19,4 мг/л (как B^-) и по его содержанию все воды, как и в случае с бромом, логично разделить на три группы. В первую группу отнесены термоминеральные воды с низкими значениями компонента (<1,7 мг/л). Они являются трещинно-жильными водами кристаллических массивов. Во вторую группу выделены воды с очень высокими концентрациями бора (>11,0 мг/л). Третья группа — воды с промежуточными значениями бора (1,7÷11,0 мг/л). Воды второй и третьей групп являются пластовыми водами межгорного артезианского бассейна. Наибольшие концентрации этих микрокомпонентов характерны для вод, циркулирующих в палеоген-неогеновых и юрских отложениях, в интервале глубин 1300–1600 м.

В целом, содержание брома и бора в водах закономерно увеличивается с повышением минерализации (рис. 7). Во всех проанализированных пробах геохимический маркер Cl^-/Br^- высокий и превышает значение 300, характерное для морской воды. В водах скальных массивов $Cl^-/Br^- \approx 1000$, а в водах артезианских толщ хлорбромный коэффициент варьирует от $n{\cdot}10^3$ до $n{\cdot}10^5$. Это указывает на два независимых источника брома в термоминеральных водах Иссык-Кульской котловины. В водопунктах T_3, T_6, T_8, T_{11}, T_{12} и T_{14} выявлена практически прямая корреляционная зависимость между Cl^- и Br^- с $R^2 = 0{,}7$, что указывает на единый источник элементов — испарительное концентрирование исходных морских рассолов. В остальных пробах, бром поступает в термоминеральные воды из водовмещающих толщ (галитовых или кристаллических массивов), содержащих изначально невысокие концентрации элемента. Следовательно, формирующиеся воды будут иметь низкие содержания брома.

Содержание кремния в термоминеральных водах Иссык-Кульской впадины сильно варьирует от 12,0 до 23,7 мг/л. Наибольшее содержание кремния (27,0 мг/л) обнаружено в пробе T_{18}, отобранной в зоне развития гранитоидов из скважины на территории санатория Джети-Огуз, где температура на выходе составляет 32,0 °C; а также в пробе T_{27} (южная часть межгорного артезианского бассейна, с. Каджи-Сай), отобранной из скважины на глубине около 1600 м, с температурой на выходе 43,4 °C. Стоит отметить, что термоминеральные воды из водопунктов T_3, T_{11}, T_{18}, T_{19}, T_{23}, T_{26} и T_{27} по концентрации кремния в пересчете на метакремнивую кислоту незначительно превышают бальнеологический порог в 50 мг/л, рекомендованный в классификации В.В. Иванова и Г.А. Невраева [Иванов, 1964]. Содержание метакремниевой кислоты (H_2SiO_3) составляет в данных пробах 54,8; 53,8; 66,0; 56,4; 56,4; 57,0 и 57,7 мг/л, соответственно. В остальных пробах концентрация кремния ниже, однако она выше 20 мг/л, и эти воды в соответствии с ГОСТ Р 54316-

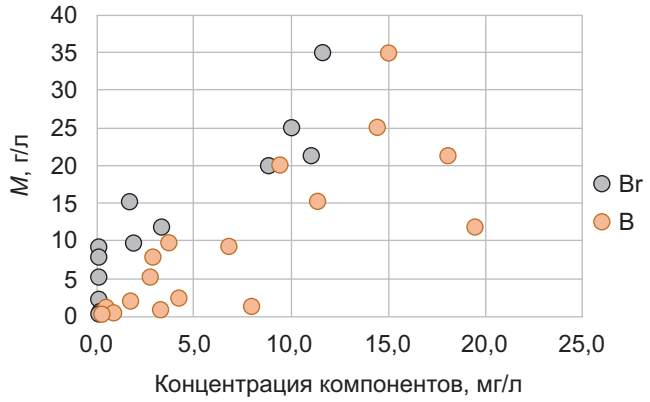


Рис. 7. Взаимосвязь содержания бром-иона и бор-иона (мг/л) от минерализации (г/л) в исследуемых минеральных водах

2020 [ГОСТ, 2020] считаются малокремнистыми, тем самым, могут применяться для терапевтических целей при лечении болезней желудочно-кишечного тракта.

Прямой зависимости между температурой вод и содержанием в ней кремния нет, однако более холодные воды имеют значительно более низкую концентрацию элемента, чем горячие. Нет и зависимости между концентрацией кремния в воде и условиями формирования термоминеральных вод, что логично, так как силикатные/алюмосиликатные минералы широко распространены как в кристаллических массивах, так и в осадочных толщах Иссык-Кульского межгорного артезианского бассейна.

Результаты расчета B/Cl генетического коэффициента показывают, что во всех пробах за исключением точек T_4 и T_8 его значение очень низкое 0,001÷0,004. В водопунктах у с. Байет (T_4) и Кара-Ой (T_8) значение B/Cl на порядок выше и составляет 0,04. В гидротермах областей современного вулканизма B/Cl отношение в среднем составляет 0,01÷0,2 [Киреева, 2017], что может быть связано с резким увеличением содержания эндогенного бора в вулканических водах. Наши данные показывают, что во всех изученных термоминеральных водах Иссык-Кульской впадины, за исключением двух водопунктов, бор имеет экзогенное происхождение. В точках T_4 и T_8 возможно имеется и дополнительный источник элемента — эндогенный флюид, поступивший в воды по открытым трещинам.

Содержание общего углерода ($C_{общ}$) *и азота* в исследуемых пробах указывает на значительное преобладание неорганического углерода (рис. 8, табл. 3). Незначительные содержания $C_{орг}$ прослеживаются в природных минеральных водах осадочных отложений. При этом, корреляционной связи между содержанием $C_{орг}$ в минеральных водах и их минерализацией, а также химическим составом установлено не было.

Содержание стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}O$) и водорода (δD) в исследуемых природных водах Иссык-Кульского артезианского бассейна варьируют в широком диапазоне от –13,9 до –8,5 ‰ для $\delta^{18}O$ и от –95,8 до –66,0 δD (рис. 9, табл. 5). Вода озера Иссык-Куль, а также атмосферные осадки ложатся на линию испарения, что свойственно поверхностным водам исследуемого региона. Большая часть фигуративных точек изотопного состава термоминеральных вод на бинарной диаграмме в координатах $\delta^{18}O_{SMOW}$–δD_{SMOW} располагается вдоль глобальной линии метеорных вод [Craig, 1961], что указывает на их инфильтрационный генезис (рис. 9).

Таким образом, по своему генезису минеральные воды изучаемого региона являются, преимущественно, метеорными, о чем свидетельствуют результаты изотопного анализа состава воды. Вместе с тем, кислородные сдвиги влево и вправо указывают на неравновесное изотопное фракционирование в системе вода-порода-газ. Сдвиг влево, как правило,

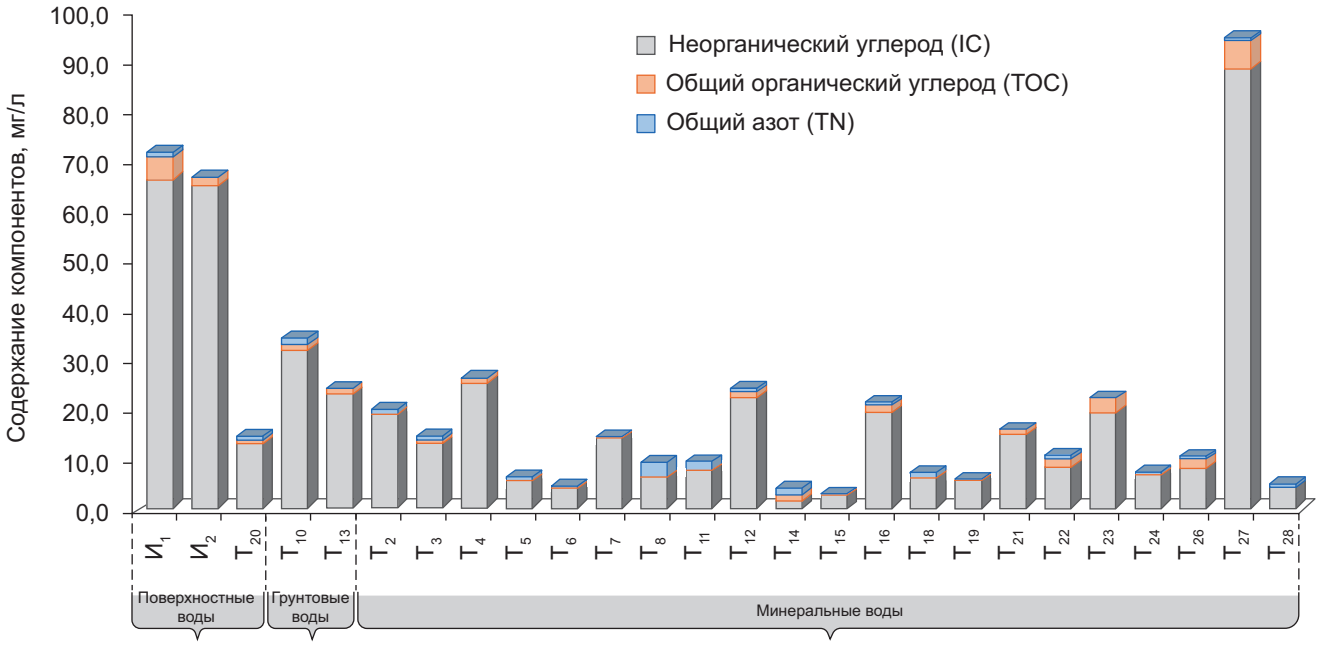


Рис. 8. Распределение различных форм углерода и азота в пробах природных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна

характерен для обмена изотопа кислорода между углекислым газом и водой, а сдвиг вправо характерен для изотопного обмена между кислородом воды и кислородсодержащими фракциями водовмещающих пород. В целом, чем выше температура воды и интенсивней реакция в системе вода-порода, тем значительнее изотопный сдвиг.

Для оценки *«глубинных» температур прогрева* термоминеральных вод нами были применены два катионных геотермометра:
натрий-калиевый (Na–K) [Fournier, 1979]

$$T = \frac{1217}{1,438 + \log\frac{\mathrm{Na}}{\mathrm{K}}} - 273,15; \qquad (1)$$

и калий-магниевый (K–Mg) [Giggenbach, 1988]

$$T = \frac{4410}{14 - \log\frac{\mathrm{K}^2}{\mathrm{Mg}}} - 273,15, \qquad (2)$$

где Na, K и Mg — это концентрация элементов в пробе в мг/л.

Полученные при расчете температуры прогрева исследованных термоминеральных вод по Na–K геотермометру (1) демонстрируют широкий интервал значений от 21,4 до 144,8 °C, что указывает на различные глубины погружения и циркуляции вод. Температуры прогрева вод, рассчитанные с помощью K–Mg геотермометра (2) чуть выше, но также варьируют в широком диапазоне от 34,5 до 120,8 °C. Анализ полученных результатов показывает, что для вод кристаллических массивов наиболее адекватные температуры демонстрирует Na–K геотермометр, в то время как для пластовых вод артезианских бассейнов более применим K–Mg геотермометр. Следовательно, термоминеральные воды кристаллических массивов имеют более высокие температуры прогрева 52÷144 °C, чем пластовые воды артезианского бассейна (21÷69 °C). Диаграмма Гиггенбаха [Giggenbach, 1988] демонстрирует (рис. 10), что подавляющее большинство термоминеральных вод попадает в область «полного» либо «частичного равновесия» с породами, что указывает на применимость выбранных геотермометров для расчета.

Расчет глубины, на которую погружаются изучаемые воды, был проведен по формуле:

$$H = (T_р - T_в)/K + z_0, \qquad (3)$$

где $T_р$ — температура, полученная по геотермометру, $T_в$ — средняя температура воздуха в регионе (взято значение 12 °C для Иссык-Кульской котловины), K — геотермический градиент территории (3,2 °C/м) и z_0 — глубина нейтрального слоя (15 м).

Полученные данные показывают, что глубина проникновения вод в кристаллических массивах значительно больше, чем в Иссык-Кульском межгорном артезианском бассейне и составляет 3,0÷5,0 км и 1,7÷3,3 км соответственно. Наименьшая глубина циркуляции ~1,8÷2,5 км характерна для термоминеральных вод северного побережья озера Иссык-Куль в районе г. Чолпон-Ата, а наибольшая ~4,6÷5,6 км — для азотных термальных источников, изливающихся в ущельях Ак-Суу и Джууку.

Таблица 5

Изотопная характеристика природных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна

№	№ пробы	Пункт опробования	$\delta^{18}O_{VSMOW}$	δD_{VSMOW}
			‰	
Атмосферные осадки				
1	$Т_{25}$	с. Чон-Кызыл-Суу	0,50	–2,59
Поверхностные воды				
2	$И_1$	озеро Иссык-Куль	–0,96	–15,20
3	$И_2$	озеро Иссык-Куль	–0,28	–12,47
4	$Т_{20}$	ручей в ущелье Джети-Огуз	–11,57	–73,04
Грунтовые воды				
5	$Т_{10}$	г. Чолпон-Ата	–11,74	–76,45
6	$Т_{13}$	с. Чон-Орукту	–11,83	–76,42
7	$Т_{17}$	г. Каракол	–13,54	–89,95
Минеральные воды				
8	$Т_2$	г. Балыкчи	–10,77	–74,76
9	$Т_3$	с. Чок-Тал	–11,15	–73,40
10	$Т_4$	с. Бает	–11,42	–76,17
11	$Т_5$	с. Долинка	–10,43	–78,49
12	$Т_6$	г. Чолпон-Ата	–9,32	–75,95
13	$Т_7$	с. Кара-Ой	–11,73	–79,05
14	$Т_8$	г. Чолпон-Ата	–10,09	–77,66
15	$Т_{11}$	с. Бостери	–8,48	–74,40
16	$Т_{12}$	с. Булан-Соготту	–9,29	–76,90
17	$Т_{14}$	с. Чон-Орукту	–11,34	–88,93
18	$Т_{15}$	с. Ой-Булак	–8,81	–83,47
19	$Т_{16}$	г. Каракол	–13,93	–95,78
20	$Т_{18}$	ущелье Джети-Огуз	–10,82	–77,81
21	$Т_{19}$	ущелье Джети-Огуз	–13,36	–91,47
22	$Т_{21}$	ущелье Джети-Огуз	–13,42	–89,37
23	$Т_{22}$	ущелье Ак-Суу	–13,73	–91,39
24	$Т_{23}$	с. Кирпичное	–11,75	–76,77
25	$Т_{24}$	с. Чон-Кызыл-Суу	–11,94	–77,24
26	$Т_{26}$	ущелье Джууку	–11,89	–77,33
27	$Т_{27}$	с. Каджи-Сай	–9,88	–67,79
28	$Т_{28}$	с. Бар-Булак	–9,53	–65,99

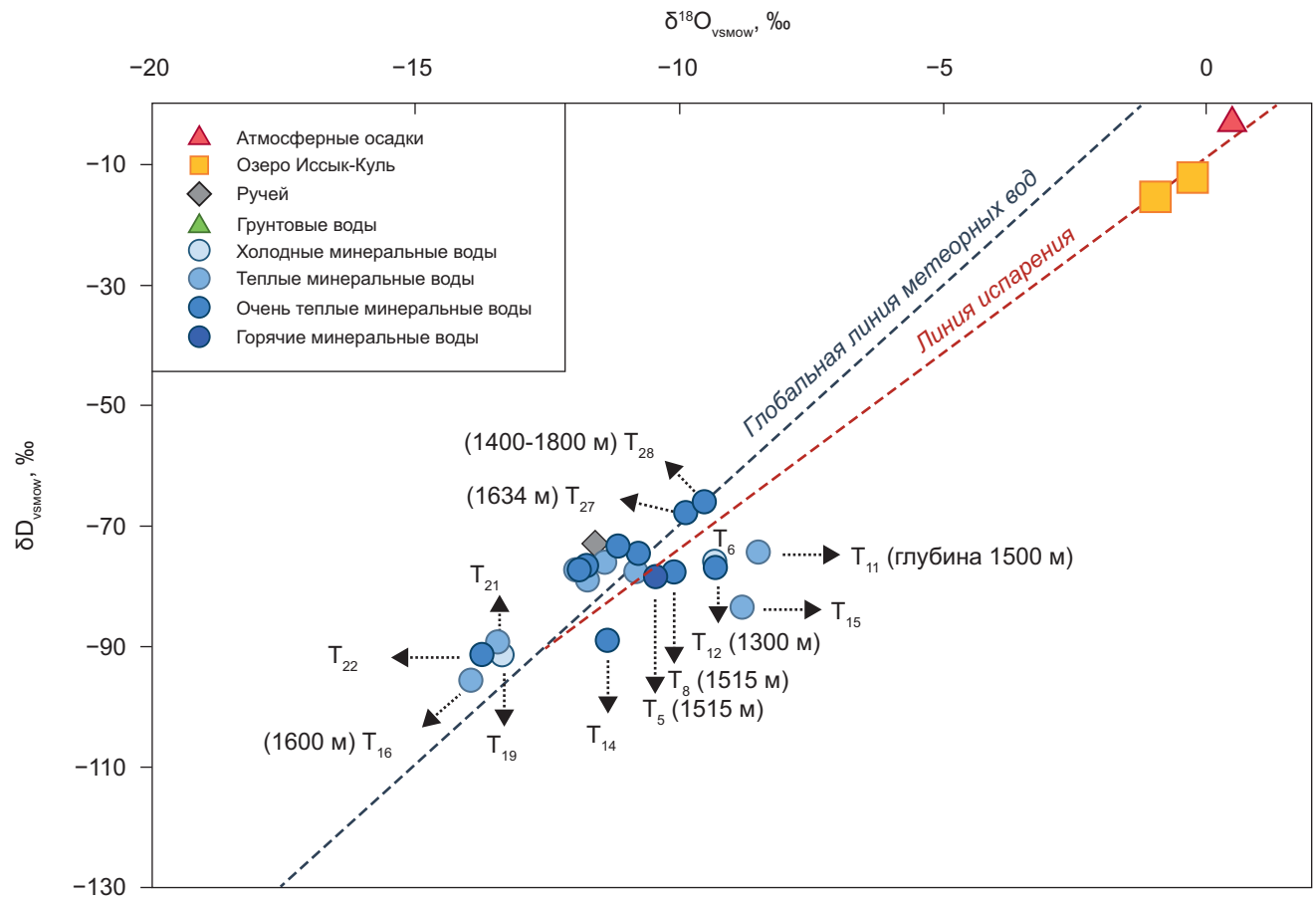


Рис. 9. Распределение изотопов δD и $\delta^{18}O$ в природных водах Иссык-Кульского артезианского бассейна

Заключение. Таким образом, результаты исследований показали, что основными процессами формирования химического состава минеральных вод региона являются процессы смешения инфильтрационных вод с глубинными трещинно-жильными водами, поступающими из пород фундамента по зонам тектонической трещиноватости, а также процессами выщелачивания из водовмещающих пород.

Геологическое и тектоническое строение рассматриваемого региона способствует формированию минеральных вод различного химического и газового состава: в пределах скальных пород и открытых трещин образуются углекислые воды незначительной минерализации, в случае присутствия значительной толщи осадочного чехла формируются углекислотно-азотные или азотно-метановые воды с минерализацией более 2,0 г/л (иногда значительно выше до 35,0 г/л).

Минерализация термоминеральных вод, приуроченных к кристаллическим массивам, значительно ниже, чем в водах, циркулирующих в осадочном чехле артезианского межгорного бассейна. В катионном составе всех исследуемых проб превалирует ион натрия, в анионном — ионы хлора, сульфата и гидрокарбоната. Пропорции соотношения анионов зависят от состава водовмещающей толщи.

Сульфат в исследуемых минеральных водах имеет различные источники: в водах скальных массивов поступление SO_4^{2-} обусловлено окислением рассеянных сульфидов, поскольку здесь достаточно растворенного кислорода для протекания окислительного процесса, в то время как в пластовых водах осадочного чехла сульфат-ион поступает при разложении сульфатных пород, в изобилии представленных в водовмещающих толщах. Высокие концентрации фтора в водах скальных массивов обусловлены его активным извлечением из водовмещающих толщ в условия повышенных температур. Бром поступает в термоминеральные воды из водовмещающих толщ (галитовых или кристаллических массивов), содержащих изначально невысокие концентрации элемента, а также в результате процессов испарительного концентрирования исходных морских рассолов.

Полученные при расчете температуры прогрева исследованных термоминеральных вод по катионным геотермометрам демонстрируют широкий интервал значений и указывают на различные глубины погружения и циркуляции вод. Глубины погружения вод в кристаллических массивах значительно больше, чем в Иссык-Кульском межгорном артезианском бассейне и составляют 3,0÷5,0 км и 1,7÷3,3 км.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке РНФ (проект № 23-27-00119 «Генезис и условия циркуляции термальных вод кристаллических массивов горноскладчатых областей»).

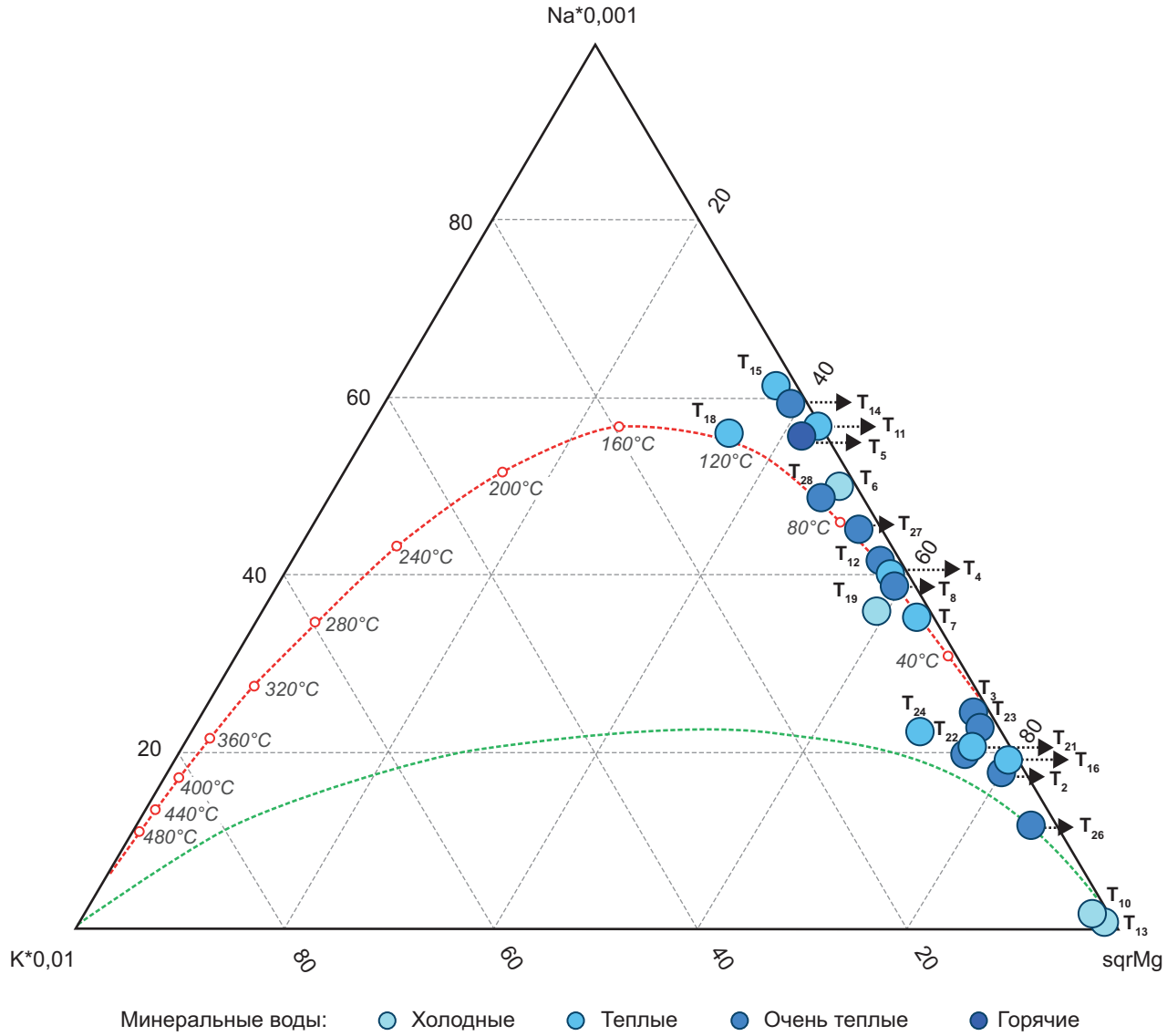


Рис. 10. Диаграмма Гиггенбаха для исследуемых подземных вод

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ГОСТ Р 54316-2020. Воды минеральные природные питьевые. Общие технические условия. М.: Стандартинформ, 2020. 44 с.

Григоренко П.Г. Принципы и схема регионального районирования Киргизской ССР // Изв. АН Кирг. ССР. 1968. Вып. 4. С. 7–14.

Гидрогеология СССР. Т. XL. Киргизская ССР / Гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1971. 487 с.

Иванов В.В. Классификация подземных минеральных вод / В.В. Иванов, Г.А. Невраев. М.: Недра, 1964. 168 с.

Катаева Н.И. Подземные минеральные воды Киргизской ССР / Н.И. Катаева, З.И. Мельникова, Р.Д. Барсуцкая и др.; М-во здравоохранения Кирг. ССР. Науч.-исслед. ин-т курортологии и физиотерапии. Фрунзе: Кыргызстан, 1969. 142 с.

Кендирбаева Дж.Ж. Подземные воды межгорных впадин — основа водообеспеченности Кыргызстана для устойчивого развития // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа: Мат-лы XIII Всерос. научно-технич. конф. с международным участием. М.: Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, 2023. С. 513–520.

Кендирбаева Дж.Ж. Пространственно-временное взаимодействие в системе «сейсмичность-термальные воды-солнечная неоднородность» на территории Кыргызстана // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки. 2019. Т. 29, № 4. С. 110–124.

Киреева Т.А. Нефтегазопромысловая гидрогеохимия / МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет. М.: Макс пресс, 2017. 221 с.

Мандычев А.Н. Подземные воды Иссык-Кульского бассейна // Озеро Иссык-Куль: природные условия. Научные серии НАТО: IV. Земля и экологические науки. Т. 13. 2002. С. 71–76.

Мандычев А.Н. Ресурсы подземных вод глубоких горизонтов Восточно -Чуйского и Иссык-Кульского артезианских бассейнов // Высокогорные исследования: изменения и перспективы в 21 веке. Бишкек, 1996. С. 136–137.

Матыченков В.Е., Иманкулов Б.И. Минеральные воды Киргизии. Фрунзе: Илим, 1987. 251 с.

Минеральные воды СССР: Пояснит. записка к карте минер. вод СССР масштаба 1:4 000 000 / [Гл. ред. В.В. Иванов]; М-во здрав. СССР. ЦНИИ курортологии и физиотерапии. М., 1974. 324 с.

Шестакова А.В., Гусева Н.В. Применение геотермометров для оценки глубинных температур циркуляции термальных вод на примере Восточной Тувы / А.В. Шестакова, Н.В. Гусева // Известия Томского политехнического университета [Известия ТПУ]. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329, № 1. С. 25–36.

Bragin I.V., Zippa E.V., Chelnokov G.A., Kharitonova N.A. Estimation of the Deep Geothermal Reservoir Temperature of the Thermal Waters of the Active Continental Margin (Okhotsk Sea Coast, Far East of Asia) // Water. 2021. Vol. 13. No 9. P. 15.

Craig H. Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters // Science. 1961. Vol. 133, № 3466. P. 1833–1834.

Chelnokov G., Lavrushin V., Bragin I., et al. Geochemistry of Thermal and Cold Mineral Water and Gases of the Tien Shan and the Pamir // Water. 2022. Vol. 14. P. 838.

Giggenbach W.F. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators // Geochimica et Cosmochimica. Acta 52. 1988. P. 2749–2765.

Fournier R.O. A revised equation for the Na/K geothermometer // Geothermal Resources Council. 1979. № 3. P. 221–224.

Seelig U., Bucher K. Halogens in water from the crystalline basement of the Gotthard rail base tunnel (central Alps) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. № 9. P. 2581–2595.

Статья поступила в редакцию 20.03.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 550.8.055
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-157-163

ВЛИЯНИЕ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ ЖИДКОСТЕЙ НА ПРОДУКТИВНОСТЬ ЯРАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (D_3JAR) ЛЫЖСКО-КЫРТАЕЛЬСКОГО ВАЛА

Петр Егорович Гусаревич[1]✉, Сергей Васильевич Томасенко[2], Руслан Айратович Хамидуллин

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gusarevichpe@my.msu.ru✉, https://orcid.org/0009-0003-3036-9511
[2] Апрелевское отделение Всероссийского научно-исследовательского геологического нефтяного института, Апрелевка, Россия; tomasenkoserqei@mail.ru, https://istina.msu.ru/workers/244806556/all/
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ruslan_msu@mail.ru, https://orcid.org/0000-0002-1072-477X

Аннотация. Авторами показаны результаты исследований взаимодействия технологических жидкостей с породами яранского горизонта (D3jar), вскрытых в пределах Лыжско-Кыртаельского вала Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна. Состав породы-коллектора изучаемых отложений представлен олигомиктовыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с карбонатно-глинистым и глинисто- карбонатным цементом. Исследование посвящено оценке влияния жидкости глушения на фильтрационно-емкостные свойства породы-коллектора с помощью методов измерения открытой пористости и абсолютной газопроницаемости на установке «Coretest System» AP-608, методом жидкостинасыщения по Преображенскому, фильтрационным моделированием на установке «ПУМА-650».

Ключевые слова: Тимано-Печорский НГБ, Печоро-Колвинская НГО, яранский горизонт (D3jar), фильтрационное моделирование, технологические жидкости, глушение скважин

Для цитирования: *Гусаревич П.Е., Томасенко С.В., Хамидулин Р.А.* Влияние технологических жидкостей на продуктивность яранских отложений (D3jar) Лыжско-Кыртаельского вала // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 157–163.

THE INFLUENCE OF TECHNOLOGICAL FLUIDS ON PRODUCTIVITY JARAN DEPOSITS (D_3JAR) OF THE LYZHSKO-KYRTAELSKY SHAFT

Petr E. Gusarevich[1]✉, Sergey V. Tomasenko[2], Ruslan A. Hamidullin[3]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; petrgusarevich@mail.ru✉
[2] Aprelevka Branch of All-Russian Research Geological Oil Institute, Aprelevka, Russia; tomasenkoserqei@mail.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Ruslan_msu@mail.ru

Abstract. The authors' results show studies of the interaction of process fluids with rocks of the jaran horizon (D3jar), drilled within the Lyzhsko-Kyrtaelsky uplift, Timan-Pechora petroleum basin. The composition of the reservoir rocks of the studied deposits is represented by oligomictic feldspathic-quartz sandstones with carbonate-clayey and clayey-carbonate cement. The study is devoted to assessing the influence of the killing fluid on the reseruoir properties of the reservoir rock using methods for measuring open porosity and absolute gas permeability using the «Coretest System» AP-608, the liquid saturation method according to Preobrazhensky, and filtration modeling using the installation «PUMA-650».

Keywords: Timan-Pechora basin, Pechora-Kolva petroleum region, jaran horizon, filtration modeling, process fluid, well killing

For citation: Gusarevich P.E., Tomasenko S.V, Hamidullin R.A. The influence of technological fluids on productivity jaran deposits (D3jar) of the Lyzhsko-Kyrtaelsky uplift. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 157–163. (In Russ.).

Введение. На действующих нефтегазовых месторождениях при эксплуатации скважинным способом возникает необходимость проведения подземных ремонтов, для проведения которых, во избежание газонефтеводопроявлений (ГНВП), требуется производить глушение скважин. Глушение подразумевает под собой закачку жидкости в пласт, подбираемую исходя из режима работы скважины и пластовых характеристик.

В большинстве случаев применяются традиционные жидкости (водно-солевые растворы), использование которых на месторождениях поздней стадии разработки со сниженным от начальных значений пластовым давлением, может привести к их поглощению в продуктивный пласт, что приводит к увеличению объема жидкости глушения и росту стоимости этих работ. Кроме того, даже незначительное поглощение жидкости коллектором

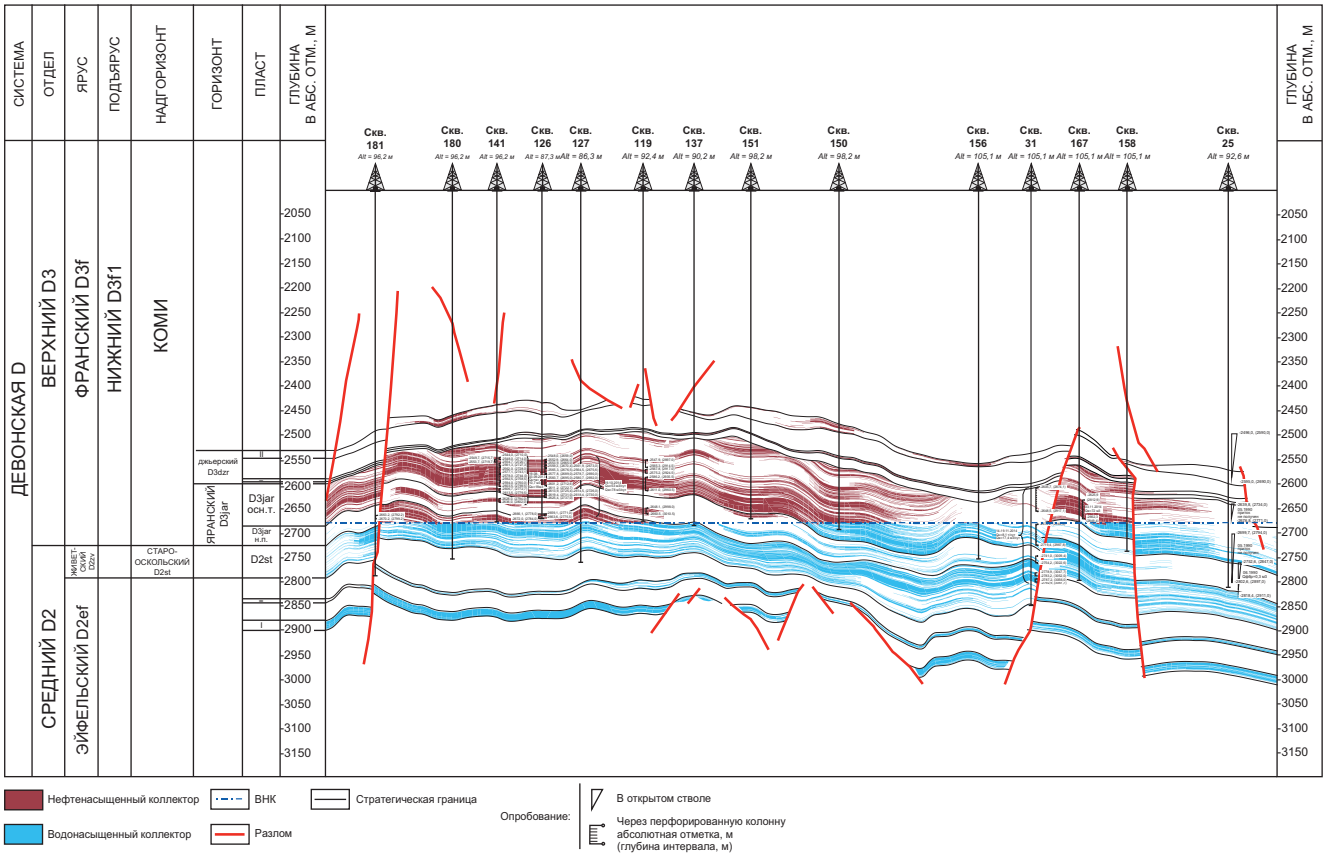


Рис. 1. Геологический профиль месторождения по линии III–III′

приводит к ухудшению фильтрационных характеристик пласта, осложняет и требует дополнительных затрат на освоение скважин после ремонта.

Объект исследований. Месторождение в административном плане расположено в Печорском районе республики Коми и приурочено к Печоро-Колвинскому мегавалу — Лыжско-Кыртаельскому валу Печорогородского нефтегазоносного района (НГР) [Габриэлянц, 2000].

Месторождение открыто в 1987 г. разведочной скважиной А, при испытаниях был получен приток флюида из отложений старооскольского возраста (D_2st) в интервале 2590–2628 м и яранского горизонта (D_3jar) 2486–2543 м.

Объект исследований характеризуется сложным геологическим строением с несколькими этажами нефтегазоносности, пластово-сводовыми, литологически ограниченными, тектонически нарушенными и экранированными типами залежей в терригенных коллекторах, сложенных преимущественно среднезернистыми песчаниками с поровым типом пустотного пространства (рис. 1) [Алексеев, 2020].

Актуальность. Активная разработка месторождения, с последующим вводом в эксплуатацию началась в 2001 г. На текущий момент более половины добывающего и нагнетательного фонда скважин опробованы на целевой горизонт.

В течение эксплуатации месторождения недропользователь ООО «ЛУКОЙЛ-Коми» неоднократно сталкивался с проблемой снижения продуктивности высокодебитных скважин, работающих на яранский горизонт (D_3jar), после глушения и производимых технологических операций. Всего зафиксировано 5 подобных случаев в скважинах, расположенных в северной части месторождения. Последней была скважина X, на которой в мае 2021 г. при смене электроцентробежного насоса (ЭЦН) в скважине получили аварию, в результате которой в скважину закачали 410 м^3 воды (рис. 2).

Мероприятия, проводившиеся с целью возврата потерь по скважине, не показали должной эффективности.

Материал и методы исследования. Объектом исследования послужили образцы кернового материала из скважины № Z, пробуренной на территории месторождения в интервале глубин 2762,6–2763,1 м и 2764,1–2764,5 м. С целью определения петрофизических и литологических характеристик пород проведено измерение открытой пористости и абсолютной газопроницаемости на установке «Coretest System» AP-608 [Иванов и др., 2008] и измерение открытой пористости по жидкости методом Преображенского [ГОСТ 26450.1-85], выполнен рентгеноструктурный анализ (РСА) [Кузнецова, 2005], изучение пород в шлифах, шестикомпонентный анализ пластовой воды, изучена геологическая информация о районе работ и проведено фильтрационное моделирование.

Методика исследования. Для оценки влияния технологических жидкостей на фильтрационно-ем-

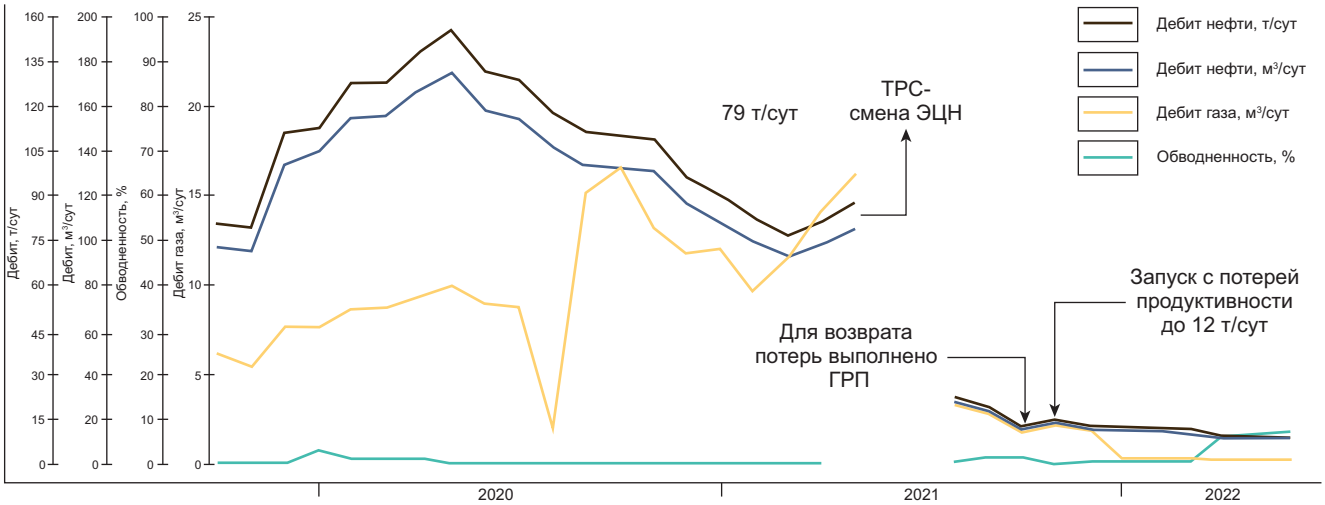


Рис. 2. История режима работы скважины X

костные свойства породы-коллектора первоначально выбуривались цилиндрические образцы стандартного размера 3 см в диаметре и массой от 50 до 52 гр. Пустотное пространство трех образцов было очищено методом горячей экстракции хлороформом в аппарате Сокслета с дальнейшей сушкой в печи при постоянной температуре 105 °С на протяжении двух суток. Для измерения открытой пористости и абсолютной газопроницаемости использовалась установка «Coretest System» AP-608 [Иванов и др., 2008]. Для двух других образцов была замерена открытая пористость методом жидкостинасыщения по Преображенскому без предварительной экстракции [ГОСТ 26450.1-85].

С целью определения минерального состава породы-коллектора, на предварительно проэкстрагированных, а затем растертых механической ступкой образцах (размер частиц менее 45 мкм), при помощи дифрактометра «Rigaku Miniflex» выполнен рентгеноструктурный анализ [Кузнецова, 2005]. На основании интерпретации дифрактограмм определен валовый компонентный состав образцов (табл. 1).

Для всестороннего понимания поставленной проблемы отдельно был проведен шестикомпонентный анализ пластовой воды [Киреева и др., 2015] с целью определения количества анионов и катионов в пластовой воде и последующим созданием модели пластовой воды [Киреева, 2016] для проведения фильтрационного моделирования.

Оценка возможного влияния технологической жидкости на добываемый флюид производилась в лабораторных условиях, путем смешения технологической жидкости и добываемого флюида в различных пропорциях.

Фильтрационное моделирование проводилось на установке, моделирующей пластовые условия «ПУМА-650» (рис. 6), с заданными термобарическими параметрами, взятыми из дополнения к технологическому проекту разработки месторождения [Алексеев, 2020] и заранее подготовленной моделью пластовой воды, путем смешивания соединений солей различных концентраций (табл. 4).

Результаты исследований и их обсуждение. Комплекс проведенных лабораторных исследований позволил сделать выводы о преобразованиях породы-коллектора яранского возраста (D3jar).

На основании результатов рентгеноструктурного анализа (РСА) (табл. 1), порода-коллектор имеет полевошпат-кварцевый состав с примесью каолинита и кальцита [Шванов, 1987]. При рассмотрении каменного материала в шлифах наблюдается пелитизация (гидрослюдизация?) по калиевым полевым шпатам (КПШ) (рис. 4, обозначены фиолетовым цветом) и кальцитизация (рис. 3 и 4, обозначены синим цветом), тяготеющая к областям их ожелезнения.

Исследования, направленные на изучение фильтрационно-емкостного пространства, проводились

Таблица 1

Результаты определения минерального состава по результатам РСА, %

№ обр	Плагиоклаз	Каолинит	Кварц	КПШ	Сидерит	Кальцит	Сумма
30.1	4	3,5	82,8	4,7	<0,1	3	100
30.2	4,5	5	80	6	<0,1	2	100
30.3	2	3	76,1	9,9	<0,1	5	100

Таблица 2

Результаты измерений ФЕС образцов

№ образца	Длина, см	Диаметр, см	Кп, %			Кпр, мД	Примечание
			по газу	по воде	по керосину		
30.1	3,04	2,97	11,4			18,4	после экстракции
30.2	3,053	2,99	11,9			19,7	после экстракции
30.3	3,056	2,98	12,8			22,6	после экстракции
30.4	3,057	2,97	3,9	6,3	4,5	2,5	до экстракции
30.5	3,043	2,98	8,3	13,6	9,8	5,6	до экстракции

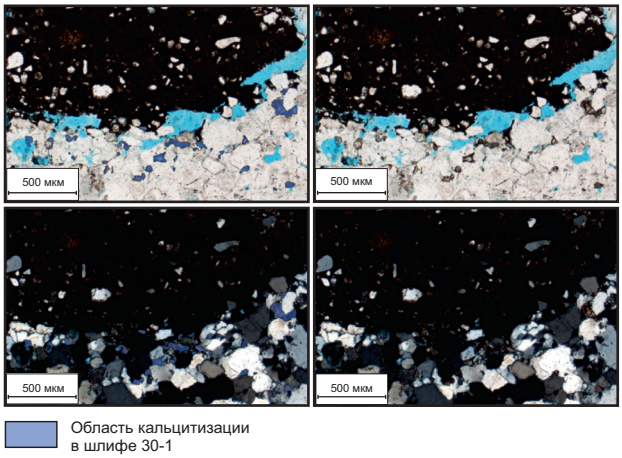


Рис. 3. Фото кернового материала в шлифе 30-1 с выделенными областями кальцитизации (синим), в параллельных (сверху) и скрещенных николях (снизу)

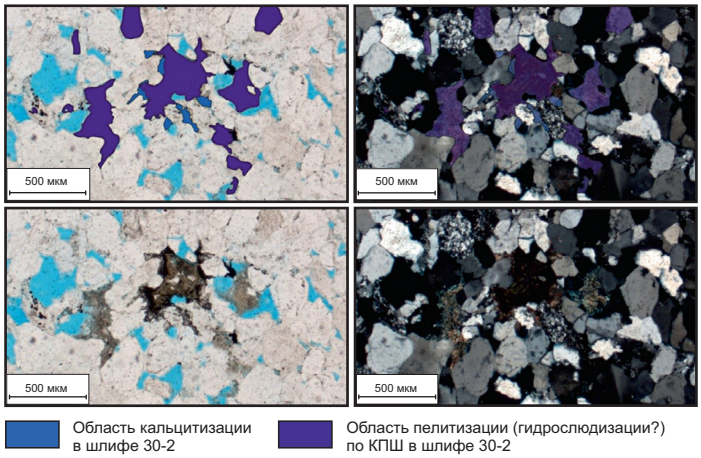


Рис. 4. Фото кернового материала в шлифе 30-2 с выделенными областями кальцитизации (синим) и пелитизации (гидрослюдизации?) (фиолетовым), в параллельных (сверху) и скрещенных николях (снизу)

в два этапа. На первом этапе производились замеры открытой пористости и абсолютной газопроницаемости экстрагированных образцов (табл. 2, образцы № 30.1-30.3) на установке «Coretest System» AP-608 [Кобранова, 1986]. Значения пористости варьируются в интервале 10–12%, проницаемости в диапазоне 19–22 мД. На втором этапе производились замеры открытой пористости неэкстрагированных образцов методом Преображенского по воде, керосину [ГОСТ 26450.1-85] и по газу на установке «Coretest System» AP-608 [ГОСТ 26450.2-85]. Полученные значения открытой пористости по газу варьируются в диапазоне 4–8%, по воде 7–13% и по керосину 4,5–10%. Проведенный шестикомпонентный анализ пластовой воды позволил установить, что вода по соотношению анионов и катионов относится к хлор-

Таблица 3

Результаты шестикомпонентного анализа пластовой вод

	M	мг/л	ммоль/л
HCO_3^-	61	43	0,7
SO_4^{2-}	96	606	6,3
Cl^-	35,5	121845	3432,3
Mg^{2+}	24,3	7053	290,2
Ca^{2+}	40,1	18838	470
Na^+	23	45831,6	1992,7
K^+	39	492,4	12,6

Таблица 4

Соединения солей для создания модели пластовой воды

	M	мг/л
$NaHCO_3$	84	59,21311
K_2SO_4	174	1098,375
$MgCl_2$	95,3	27660,53
$CaCl_2$	111,08	52208,71
NaCl	58,5	116571,7

натриевому типу (табл. 3). В дальнейшем, данные результаты использовались для создания модели пластовой воды (табл. 4).

Данные по термобарическим условиям изучаемого месторождения [Алексеев, 2020] в совокупности с созданной моделью пластовой воды, позволили провести фильтрационное моделирование на установке «ПУМА-650» [Иванов и др., 2008] (рис. 6).

Гипотеза 1. Снижение продуктивности по причине снижения пластового давления $P_{пл}$.

На этапе сбора геологической информации об объекте исследований был проведен анализ состояния пластовой энергетики яранского горизонта (D3jar) исследуемого месторождения. Отмечено, что с начала момента разработки пластовое давление ($P_{пл}$) в северной части месторождения снизилось более чем в два раза от первоначальных значений (с 301 до 130 кг/см^2) (рис. 4), в связи с чем допускается гипотеза о снижении продуктивности скважин после взаимодействия с технологическими жидкостями по причине снижения $P_{пл}$.

Гипотеза 2. Снижение продуктивности по причине взаимодействия технологических жидкостей с флюидом.

Цель данного эксперимента: оценить возможность взаимодействия нефти и смеси пластовой и технической воды плотностью 1,06 г/см^3 (данная плотность получается при смешивании попутной пластовой и пресной воды) в разных пропорциях:

50% нефти к 50% воды (10 мл к 10 мл);

60% нефти к 40% воды (12 мл к 8 мл);

70% нефти к 30% воды (14 мл к 6 мл);

80% нефти к 20% воды (16 мл к 4 мл);

90% нефти к 10% воды (18 мл к 2 мл).

В ходе эксперимента не обнаружено какое-либо взаимодействие между жидкостями. Не наблюдается

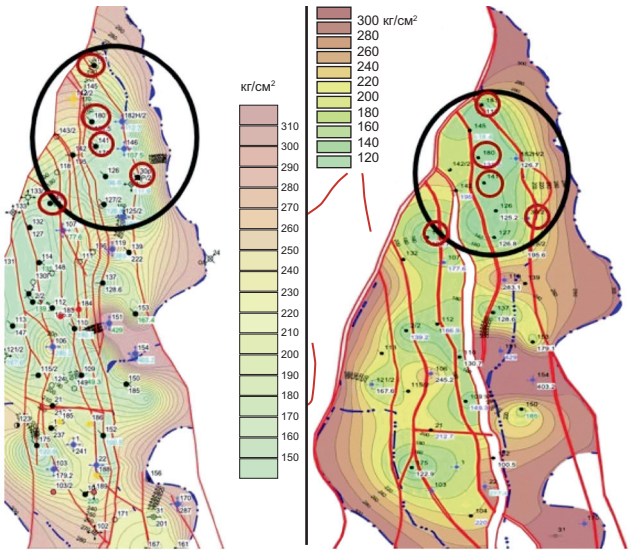


Рис. 5. Карта изобар изучаемого месторождения на 01.07.2019 (слева) и на 01.07.2023 (справа). Красным цветом выделены скважины с выявленной проблемой; черным область с пониженным $P_{пл}$

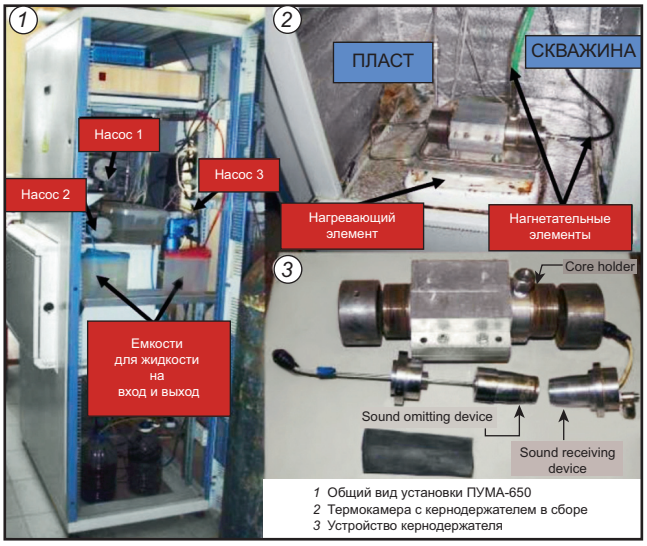


Рис. 6. Общий вид автоматизированной установки моделирования пластовых условий «ПУМА-650» и ее составляющие

выпадение осадка и перемешивание. Но стоит отметить, что по причине высокого содержания твердых парафинов в нефти (*для продуктивных отложений девонского возраста (D_{2-3}), располагающихся в южной части Тимано-Печорского НГБ, характерны повышенные значения содержания твердых парафинов в нефтях*), требовалась постоянная температура в 70 °С. При данной температуре в первых четырех образцах нефть за счет меньшей плотности моментально всплыла, в то время как для последнего образца потребовалось увеличить температуру до 90 °С.

Гипотеза 3. Снижение продуктивности по причине преобразований минеральных компонентов породы-коллектора, возникающих в результате взаимодействия исследуемой породы с технологическими жидкостями, и выпадение взвешенных частиц в поровое пространство из жидкости.

На основании описанных выше результатов измерений фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), РСА и описанию каменного материала в шлифах можно сделать выводы о том, что глинистая составляющая в межзерновом пространстве породы при взаимодействии с технологическими жидкостями разбухает, что негативно отражается на значениях ФЕС и доказывается замерами открытой пористости образцов методом Преображенского и на установке АР-608 [Иванов и др., 2008].

На первом этапе в образцах до экстракции производился замер открытой пористости по газу. Значения варьируются в диапазоне от 4 до 8,5%, с последующим замером Кп по воде и значениями от 6,3 до 14%, позволяет сделать вывод о том, что технологическая жидкость при насыщении породы вымыла эти отложения, за счет чего пористость увеличилась (на дне стакана после испарения остатков воды отчетливо выделялись кристаллы солей), но также и оказала влияние на глинистую составляющую.

На третьем этапе производился замер открытой пористости по керосину в образцах, высушенных в печи при температуре 105 °С в течение двух суток. Полученные значения открытой пористости варьируются диапазоне от 4,5 до 10%, что подтверждает предположение о преобразовании компонентов породы и выпадении в осадок в поровом пространстве породы кристаллов солей из технологической жидкости.

Фильтрационное моделирование. Данный эксперимент проводился с целью оценки влияния технологической жидкости на ФЕС породы-коллектора.

Для проведения эксперимента был выбран предварительно проэкстрагированный цилиндрический образец № 30.3 с наилучшими ФЕС, создана модель пластовой воды и подобраны термобарические параметры.

Суть эксперимента заключалась в сравнении ФЕС образца горной породы в пластовых условиях до и после воздействия на него жидкостью глушения с последующим расчетом коэффициента восстановления проницаемости.

Порядок проведения эксперимента:

1. Подготовка модели пластовой воды плотностью 1,14 г/см^3.

2. Насыщение образца пластовой водой (пласт-скважина) методом ступенчатой капиллярной пропитки под вакуумом.

3. Размещение насыщенного пластовой водой образца в устройстве кернодержателя.

4. Подключение устройства кернодержателя к моделирующей установке (рис. 3).

5. Задание термобарических параметров, близких к пластовым условиям (табл. 5).

Таблица 5

Термобарические параметры для фильтрационного моделирования

Параметры	D_3jar+D_3dzr
Пластовая температура, °С	62,7
Пластовое давление, МПа	29,6
Глубина залегания, м	2600
Градиент давления для Тимано-Печорского НГБ	2,3
Горное давление, МПа	59,8
Эффективное давление (Ргорное-Рпл), МПа	30,2
Пластовое давление (для моделирования), МПа	2
Литостатическое давление (давление обжима), МПа (пластовое+эффективное)	32,2

На *первом этапе* через насыщенный пластовой водой образец производилась фильтрация керосина ТС-1 в направлении «пласт-скважина» до стабилизации параметров фильтрации (градиент давления). Замер начального коэффициента проницаемости

$$К_{пр1} = 6{,}7 \text{ мД}.$$

Второй этап заключался в воздействии на образец технологической жидкостью глушения $\rho = 1{,}06$ г/см^3 в направлении «скважина-пласт» с минимальным расходом 5 мл/мин в количестве 5 поровых объемов.

Завершающий этап заключался в восстановлении фильтрации керосина ТС-1 с минимальным расходом 5 мл/мин в количестве 5 поровых объемов в направлении «пласт-скважина» до стабилизации градиента давления и расчета коэффициента восстановленной проницаемости:

$$К_{пр2} = 5{,}8 \text{ мД};$$

$$К_{восст} = К_{пр2}/К_{пр1} = (5{,}8/6{,}7)\cdot 100 = 86\%.$$

По результатам фильтрационного моделирования отмечается снижение $К_{пр}$ после взаимодействия породы-коллектора с технологической жидкостью на 14% (рис. 7).

На графике зависимости изменения градиента давления от времени при глушении скважины отчетливо видно, что при стабилизации потока роста давления не происходит, следовательно, расход жидкости постоянен после насыщения и вытеснения керосина из образца, и не происходит роста давления, технологическая жидкость фильтруется через породу (рис. 8).

Заключение. Полученные результаты проведенных лабораторных исследований иллюстрируют, как преобразуется фильтрационно-емкостное пространство породы коллектора исследуемого интервала при взаимодействии с технологическими жидкостями и косвенном влиянии вторичных факторов.

Анализ фактического материала и геологической информации по району исследований позволил установить закономерное снижение пластового давления в северной части месторождения более чем в два раза от первоначальных значений (с 301 до 130 кг/см^2).

Проведенный комплекс исследований позволил установить, что при взаимодействии технологиче-

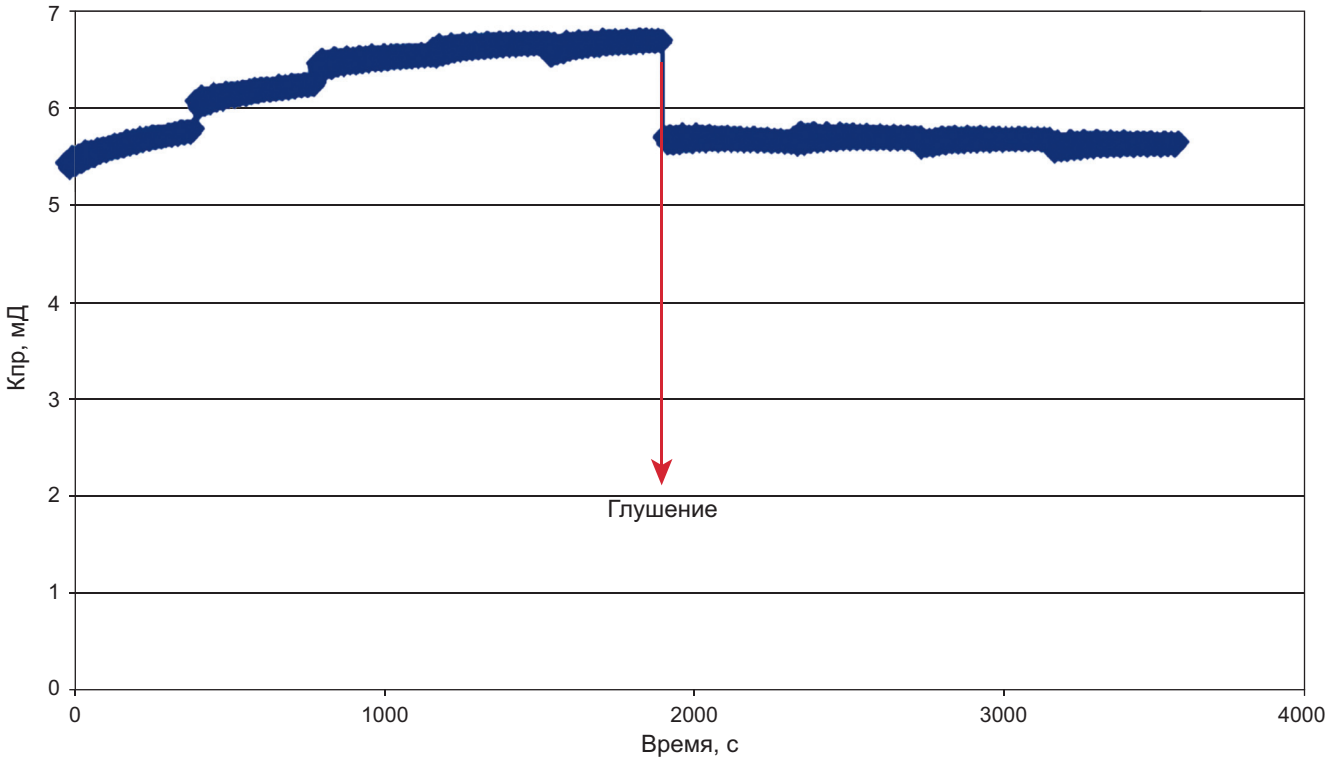


Рис. 7. График зависимости $К_{пр}$ от времени во время проведения фильтрационного моделирования

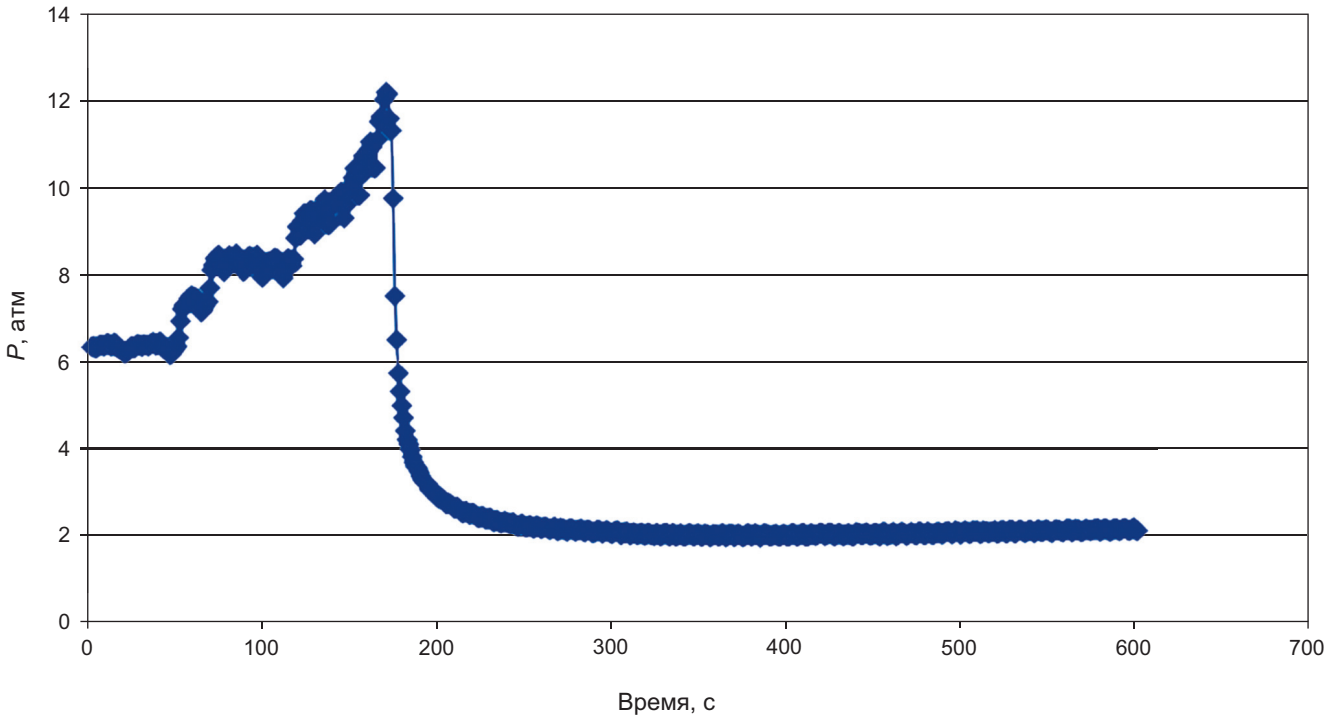


Рис. 8. График изменения градиента давления от времени во время проведения процесса глушения скважины

ских жидкостей с породой-коллектором происходит преобразование отдельно взятых компонентов породы (разбухание глинистой составляющей), а также выпадения в осадок в поровом пространстве породы различных соединений.

По результатам фильтрационного моделирования отмечается свободная фильтрация технологической жидкости через образец, даже после полного насыщения образца ею, а также снижение проницаемости на 14%.

Отметим, что полученные результаты могут быть актуальны не только для данного месторождения, но и для всей группы месторождений, приуроченных к Лыжско-Кыртаельскому валу и вскрывающих яранский продуктивный горизонт (D_3jar).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Габриэлянц Г.А. Геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 2000. 587 с.

Киреева Т.А. Гидрогеохимия. Конспект лекций: Учебное пособие. М.: МГУ, 2016.

Киреева Т.А., Филимонова Е.А., Гоманюк Л.А. Практическое руководство по гидрогеологии. Химический анализ природных вод. М.: МАКС Пресс, 2015.

Кобранова В.Н. Петрофизика: Учебник для вузов. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1986. 392 с.

Кузнецова Г.А. Качественный рентгенофазовый анализ. Иркутск, 2005.

Иванов М.К., Калмыков Г.А., Белохин В.С. и др. Лабораторные методы петрофизических исследований кернового материала: Учебное пособие: В 2 кн. Кн. 2. М., 2008. 113 с.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.

ГОСТ 26450.1-85. Породы горные. Метод определения коэффициента открытой пористости жидкостенасыщением.

ГОСТ 26450.2-85. Породы горные. Метод определения коэффициента абсолютной газопроницаемости при стационарной и нестационарной фильтрации.

ФОНДОВАЯ ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Б.Г. «Технологический проект разработки Южно-Лыжского месторождения Республики Коми». г. Пермь. Дополнение к технологическому проекту разработки Южно-Лыжского нефтяного месторождения ООО «ЛУКОЙЛ-КОМИ», 2020. 359 с. (ООО «ЛУКОЙЛ-КОМИ»).

Статья поступила в редакцию 03.04.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 55:502:338:502.171(575.3)
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-164-174

РЕСУРСНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ МАССИВОВ НАМЫВНЫХ ГРУНТОВ

Виктор Титович Трофимов[1], Татьяна Анатольевна Барабошкина[2], Светлана Казимировна Николаева[3]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; trofimov@rector.msu.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; baraboshkina@mail.ru, https://orcid.org/0000-0002-7209-5905
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nikolaeva.sk@gmail.com

Аннотация. Проанализированы специфические особенности эколого-геологических систем массивов намывных грунтов и их абиотических и биотических компонентов. Выявлены особенности взаимосвязи компонентов друг с другом, формирующие специфический ресурсный потенциал. Приведены и систематизированы данные по опыту реабилитации территорий распространения массивов техногенных грунтов для различных видов хозяйственной деятельности.

Ключевые слова: намывные грунты, эколого-геологическая система, литотоп, фитоценоз, ресурсный потенциал

Для цитирования: *Трофимов В.Т., Барабошкина Т.А., Николаева С.К.* Ресурсный потенциал эколого-геологических систем массивов намывных грунтов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 164–174.

RESOURCE POTENTIAL OF ECOLOGICAL-GEOLOGICAL SYSTEMS OF ALLUVIAL SOIL ARRAYS

Viktor T. Trofimov[1], Tatyana A. Baraboshkina[2], Svetlana K. Nikolaeva[3]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; trofimov@rector.msu.ru
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; baraboshkina@mail.ru, https://orcid.org/0000-0002-7209-5905
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nikolaeva.sk@gmail.com

Abstract. The specific features of ecological and geological systems of alluvial soil arrays and their abiotic and biotic components are analyzed. The features of the interrelation of the components with each other, which determine the resource potential of these EGDS, are revealed. The data on the experience of rehabilitation of similar territories for various types of economic activity are systematized.

Keywords: alluvial soils, ecological and geological system, lithotope, phytocenosis, resource potential

For citation: Trofimov V.T., Baraboshkina T.A., Nikolaeva S.K. Resource potential of ecological and geological systems of alluvial soil arrays. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 164–174. (In Russ.).

Введение. В экологически ориентированных работах середины XX века широко используется понятие «биогеоценоз» В.Н. Сукачева, а в последние 40 лет — понятие «экосистемы». В этих систематиках выделяются «биоценоз» и «экотоп», которые функционально связаны друг с другом. Однако в данных подходах, с нашей точки зрения, минимизирован анализ влияния геологических условий на существование живого. А между тем, именно на поверхности грунтовых массивов или верхней части геологических разрезов функционирует практически вся биота континентальных структур Земли.

В ряде публикаций XXI века [Трофимов, 2009, 2010] литосфера рассматривается как «литотоп» экосистемы. Основные его компоненты: 1 — состав, строение, состояние и рельеф геологического массива; 2 — подземные воды; 3 — геохимические поля; 4 — геофизические поля; 5 — современные эндо- и экзогенные процессы. Исходя из данного подхода *эколого-геологическая система* — это определенный (любой по размерам) объем литосферы с функционирующей непосредственно в нем или на его поверхности биотой, включая человека и социум [Трофимов, 2009, 2010].

Эколого-геологической системой (ЭГС) массивов намывных грунтов называется антропогенно созданный массив литотопа, представленный намывными грунтами, развитыми на них технозёмами, а также сформировавшимися на них специфическими техноприродными биоценозами, состоящими из микробоценоза, фитоценоза и зооценоза.

Данный тип ЭГС относится к техногенным (антропогенным или искусственным) элементарного уровня. Среди литотопов массивов намывных грунтов выделяется два вида: 1) литотоп массивов дисперсных намывных грунтов и 2) литотоп масси-

вов дисперсных грунтов хвостохранилищ и шламонакопителей [Королев, Трофимов, 2022].

Исходя из зонально-климатических условий, в эпоху четвертой энергоемкой промышленной революции, наряду с внедрением возобновляемой «зеленой» энергии, сохраняется тенденция использования природного углеводородного сырья (уголь, торф, сланцы). Наибольшее распространение на территории бывшего союзного государства в районах теплоэлектростанций получил способ гидравлического удаления и складирования золошлаков — продуктов сгорания твердых видов топлива.

Предприятия горнодобывающей и перерабатывающей промышленности, объекты энергетики РФ занимают площади порядка 2,7 млн га. Более 40% в структуре нарушенных земель составляют территории разработки полезных ископаемых, в том числе намывные гидроотвалы и хвостохранилища (более 1200 тыс. га нарушенных земель) [Анализ…, 2013; Абакумова и др., 2021].

В соответствии с ГОСТ 25100-2020 намывные грунты выделяются в группе техногенных грунтов, перемещенных (подтип) посредством гидронамыва (вид) в гидроотвал (подвид 1) либо в тело земляных сооружений (подвид 2) с использованием средств гидромеханизации [ГОСТ 25100, 2020]. Намывные массивы грунтов формируют техногенный рельеф и могут быть образованы любыми дисперсными грунтами либо вторичными (побочными) продуктами хозяйственной деятельности.

«Ресурсная экологическая функция литосферы определяет роль минеральных, органических и органоминеральных ресурсов и геологического пространства литосферы для жизни и деятельности биоты как в качестве биогеоценоза, так и социальной структуры» [Экологические…, 2000; Трофимов, 2010]. Массивы намывных грунтов можно рассматривать в качестве ресурса геологического пространства, необходимого для расселения и существования биоты (например, при рекультивации), как место складирования отходов (потенциально перспективных для вторичного извлечения полезных компонентов), земляные инженерные сооружения, используемые в хозяйственной деятельности и др.

Ресурсы геологического пространства, как известно, характеризуются двумя показателями — ресурсным потенциалом и качеством ресурса геологического пространства. Под ресурсным потенциалом понимается совокупность всех перспективных возможностей освоения данного объема геологического пространства [Экологические…, 2000]. Поэтому *ресурсный потенциал эколого-геологических систем массивов намывных грунтов* можно представить, как совокупность объема, состава, строения и свойств массивов намывных грунтов, определяющих их качество как ресурса.

Массивы намывных грунтов — сложные гидротехнические сооружения, создаваемые по специальным многоэтапным технологиям. Особенностью процесса формирования литотопа ЭГС техногенных массивов является серия технологических этапов и воздействий, к основным из них можно отнести: 1) добыча углеводородов на месторождении; 2) термические превращения углеводородного сырья в топках электростанций; 3) процесс извлечения и прокачки по пульпопроводу золошлаковых материалов в виде золовой, шлаковой или золошлаковой пульпы; 4) подача пульпы багерными насосами на гидрозолоотвал; 5) дифференциация материала на отвале — осаждение золошлаков и осветление транспортирующей воды.

По составу и строению намывные образования в районах тепловых и энергетических объектов, горно-добывающих предприятий, формирующие абиотический компонент эколого-геологической системы (мощностью до 50 м и выше), имеют вертикальную и площадную дифференциацию гранулометрического, минерального, геохимического состава и свойств. Для эколого-геологических систем, формирующихся на современном техногенном этапе развития экологических функций литосферы в районах гидронамыва, типично присутствие в верхней абиотической части ЭГС намывных материалов, вторичных продуктов энергетического или горно-добывающего сектора экономики, что предопределяет их ресурсный потенциал и особенности рекультивации.

Ресурсные особенности литотопа эколого-геологических систем массивов намывных грунтов. *Гидрозолоотвалы — гидротехнические сооружения, предназначенные для организованного складирования отходов сжигания твердого топлива.* С экономической точки зрения — это накопители вторичных материальных ресурсов. Их конструкция и тип предопределены видом и способом складирования, методом образования емкости для заполнения, местоположением в технологической цепи, рельефом местности, количеством секций золоотвала. В зависимости от принятого варианта удаления золошлаковых отходов (раздельное или совместное удаление и складирование золы и шлака) выделяют золоотвалы, шлакоотвалы и золошлакоотвалы [Воронкевич, 2015; Николаева и др., 2012; Огородникова и др., 2013; Сысоев, Барабошкина, 1997; Трофимов и др., 2006].

По высоте они могут быть низкие (не более 5 м), средние (до 25 м), высокие до 50 м и более; по механическому составу — мелкопылеватые или крупнопесчаные с размером частиц до 10–50 мкм — 1 мм соответственно. Зольные отложения обычно представлены субстратами светло- или темно-серого цвета, иногда с темными прослойками несгоревших угольных частиц. По механическому составу зола представлена фракциями песка и пыли, которые не содержат в доступной форме элементов питания растений, что позволяет отнести золу по солевому режиму к бедным субстратам. По валовому химическому составу зола углей в общих чертах соответ-

ствует алюмосиликатным образованиям [Чибрик и др., 2011].

Преимущественно в центральной части гидрозолоотвалов располагается пруд-отстойник, в котором идет осветление воды и дифференциация золошлакового материала. В процессе техногенного седиментогенеза формируется *зона сброса пульпы* с преобладанием *шлаковых фракций* (размером более 0,25 мм); *промежуточная (пляжная) зона* с преобладанием *зольных частиц* (размером менее 0,25 мм); *зона пруда-отстойника* в пределах которой почти отсутствуют шлаковые фракции, и имеет место вертикальная дифференциация намываемого материала [Огородникова и др., 2013; Экологические…, 2000][1].

При фильтрационных процессах в массивах намывных грунтов происходит интенсивный массоперенос за счет как поверхностного, так и подземного стока. Интенсивное перемешивание золы с водой в трубопроводе и на пляже намыва приводит к насыщению водной среды спектром растворимых токсичных веществ.

При наличии оборотных систем эти вещества накапливаются в растворе, достигая предельного насыщения. Однако технологически система гидрозолоудаления требует периодических сбросов, обусловленных либо накоплением веществ, препятствующих нормальному функционированию оборотной системы, либо переполнением вмещающей емкости системы при интенсивных атмосферных осадках, часто наблюдаемых в климатических зонах с избыточным увлажнением, характеризующихся преобладанием осадков над испарением.

Водопроницаемость золы в 5–8 раз выше, чем подзолистых почв. Реакция среды золы углей колеблется от 5,9 до 8,5 pH (от слабокислой до щелочной). Зола углей обладает небольшой емкостью поглощения, аналогичной легким почвам, что объясняется ее обедненностью высокодисперсными органическими веществами и глинистыми частицами. Поглотительная способность верхних слоев толщи гидрозолоотвалов потенциально может быть увеличена посредством внесения золы торфа, почвы, минеральных удобрений, полива сточными водами [Панин, Ковалев, 1970].

Спектральный анализ показал присутствие в золе углей до 30 различных макро- и микроэлементов, многие из которых жизненно необходимы для биоты. Широкими ассоциациями накапливающихся элементов и наиболее высокими их концентрациями отличается зола углей Подмосковного (Be, B, Zn, Zr, Nb, Mo, Ag, Sn, Pb) и Иркутского (Li, Be, B, Ge, Mo, Sn, W, Pb) бассейнов. Более бедны микроэлементами угли Канско-Ачинского (B, Zn, Sr) и Кузнецкого (B, Zn, Mo, Pb) бассейнов [Намывные…, 2014].

Исследования микроэлементного состава намывных массивов зол, формирующих техногенные литотопы Средней Сибири, методом рентгеноспектрального анализа показали, что в них проявляются более 20 различных элементов, из которых постоянно присутствуют только 13: V, Cr, Ti, Pb, Cu, Ba, Sr, Li, Mo, Zn, Co, Ni, Mn [Целюк, 2009].

В результате обработки большого массива данных выделено две группы зольных литотопов. *Первая группа* представлена золами из золоотвалов Красноярских ТЭЦ, Назаровской государственной районной электростанции (ГРЭС), Абаканской теплоэлектроцентрали (ТЭЦ). Для них типичны три ассоциации: Co-Ni-Mn; Ti-V-Cr; Pb-Zn. *Вторая группа* представлена золами, размещаемыми в золоотвале Березовской ГРЭС, и включает следующие ассоциации: V-Ti-Cr-Pb; Co-Cu; Zn-Ni [Целюк, 2009].

На большинстве массивов гидрозолоотвалов синхронно с дифференциацией гранулометрического, минерального состава по латерали идет и вертикальная гравитационная дифференциация микроэлементов по глубине. На контакте зольных отложениях с подстилающими грунтами, фиксируется максимум валового накопления Ba, Sr, Li, Ti, V, Cr, Co, Ni, Mn, Mo. Вниз по разрезу, с переходом в подстилающие суглинки валовое содержание большинства элементов снижается, за исключением Pb, Cu, V, Zn [Огородникова и др., 2011; Юдович, Кетрис, 2005].

Первичные ассоциации геохимических элементов, охарактеризованные выше и присущие верхним частям разреза, преобразуются в новые ассоциации в горизонте вторичного преобразования зол на глубине 10–11 м. *Первая ассоциация* представлена V-Ba-Mn-Zn-Pb, *вторая* — Sr-Co-Ni-Cu-Ti, а *третья* — Cr-Mo-Li. По сути, все перечисленные ассоциации являются потенциальными факторами риска изменения качества водных ресурсов региона вследствие обводненности заполняемых секций или инфильтрации дождевых осадков старых отвалов [Юдович, Кетрис, 2005].

В составе намывных грунтов присутствуют отдельные элементы или их сочетания, которые отсутствуют в природных минералогических ассоциациях, физико-химические характеристики также существенно отличаются как от сжигаемого топлива, так и от величин их кларковых концентраций в земной коре (табл. 1).

Поведение химических элементов, входящих в состав геохимических ассоциаций, по глубине разреза не однотипно. Ряд элементов характеризуется ростом концентраций в основании зольных массивов, а другие элементы распределены равномерно по разрезу толщи зол.

Интенсивность взаимодействия *техногенных вод гидрорзолоотвала и грунтовых вод* анализировалась на основе степени накопления элементов-мар-

[1] Целесообразно выполнять обследование данных зон как на предмет наличия токсичных элементов, так и с позиции формирования потенциального намывного техногенного месторождения полезных ископаемых, а при отсутствии ценных компонентов для промышленного использования, рационально подбирать лесные или иные культуры с целью решения задачи их биологической рекультивации.

Таблица 1

Среднее содержание некоторых химических элементов в золе углей, г/т [Юдович, Кетрис, 2005]

Элемент	Угли СССР	Угли мира по [Юдович, 2005]		Земная кора по [Виноградов, 1932]
		бурые	каменные	
Бериллий	5	11	21	3,8
Бор	190	560	680	12
Титан	6600	2600	4600	4500
Ванадий	120	120	180	90
Медь	65	48	80	47
Цинк	142	100	150	83
Стронций	410	1100	460	340
Цирконий	270	160	250	170
Молибден	7	13	25	U
Олово	4	4,1	7,5	2,5
Барий	830	890	930	650
Свинец	36	53	170	16

керов в водоносном горизонте. По данным расчета коэффициентов концентрации исследователями установлено, что максимальной степенью накопления в водной среде имеет ассоциация V-Ba-Mn-Pb, превышая показатель накопления ассоциации Sr-Co-Ni-Cu-Ti в два раза. Уровень накопления элементов первой ассоциации (V, Ba, Mn, Pb) по суммарному показателю по форме и контуру четко отражает фильтрационный купол растекания техногенных вод. Суммарный показатель второй ассоциации (Sr, Co, Ni, Cu, Ti) не имеет четких контуров, сопоставимых с границами купола фильтрации техногенных вод в подземный водоносный горизонт. Третья выделенная ассоциация (Cr, Mo, Li) имеет минимальный суммарный показатель и равномерно распределена по всей площади в районе золоотвала.

Водный режим золоотвалов во многом зависит от их географической приуроченности. В таежной зоне, где осадков выпадает 500–600 мм в год (местоположение Верхнетагильской ГРЭС), полевая влажность в вегетационный период колебалась от 4 до 37% в слое 0–5 см и от 20 до 45% в слое 20–40 см; в лесостепной зоне, где осадков выпадает до 350 мм в год (район расположения золоотвала Южноуральской ГРЭС), параметры влажности изменялись от 0,4–25 до 17–30% (вниз по компонентам ЭГС). Атмосферные осадки полностью поглощаются золой, пополняя внутренние запасы влаги в толще золоотвалов [Пасынкова, 1974].

В процессе термической переработки, транспортировки, намыва и хранения на золоотвале происходит изменение минерального состава зол, что обусловливает формирование подвижных соединений и загрязнение компонентов ЭГС сопредельных территорий. Особенно отчетливо преобразования состава и свойств новых образований проявляются в активных золах. Это связано с процессом складирования пульпы, последующими процессами взаимодействия активных компонентов между собой, а также с атмосферой и природными водами.

Намывные гидрозолоотвалы Среднеуральской государственной районной электростанции (ГРЭС), Верхнетагильской и Южноуральской ГРЭС крайне бедны азотом (практически его не содержат), зола золоотвала Южноуральской ГРЭС содержит мало подвижных форм P и K, у золы золоотвала Верхнетагильской ГРЭС достаточно высокое обеспечение подвижными фосфатами и низкое обеспечение калием. Реакция среды слабощелочная. Содержание микроэлементов превышает средние концентрации в почве. Физический и химический состав золы, значительная ее влагоемкость и влажность, особый температурный режим, бесструктурность делают золу специфическим техногенным субстратом, не имеющим аналогов в природе. Некоторые авторы [Дайбо, 1969; Огородникова, Николаева, 2004; Holliday et al., 1955], фиксируя в золе значимые количества Al, Mn, Fe, Ni, указывают, что это влияет на рост растений, вызывает у них изменение окраски листьев (пурпурные пятна) и повышенную ломкость стеблей, увеличение названных элементов в тканях растений. Зола от сжигания углей является слаботеплопроводным субстратом, имеющим значительную амплитуду колебаний температуры на поверхности и в глубине. Разность температур на глубине 5 см от поверхности может достигать 10–16 °C. На большей глубине тепловая волна затухает и изменение температуры идет плавно. Плохая теплоотдача в глубине толщи золы связана с сухостью и рыхлым состоянием верхнего слоя и более высокой влажностью нижних слоев [Пикалова, 1966].

Горно-обогатительные комбинаты (ГОК) черной металлургии РФ эксплуатируют порядка 35 крупных хвостохранилищ, вмещающих свыше 2,5 млрд м^3 техногенного грунта. Их площадь велика (табл. 2), только на железорудных ГОКах они составляют 25–30% от площади земельного отвода. Общие площади земель, подлежащие рекультивации на ряде горных предприятий, достигают 9–10 тыс. га [Анализ…, 2013]. На предприятиях Курской магнитной аномалии (КМА) площадь намывных техногенных

Таблица 2

Параметры хвостохранилищ ряда ГОКов черной металлургии России [Анализ…, 2013]

Горнообогатительный комбинат	Площадь хранилища, га	Проектная высота ограждающих дамб, м	Вместимость на конец эксплуатации, млн м^3	Общий выход хвостов, млн м^3 в год
Оленегорский	1000	55	400	6,37
Ковдорский	770	6,5	315	5,07
Костомукшский	3410	22,3	410	10,0
Михайловский	2250	52	350	12,32
Лебединский	1080	94,5	567	19,35

массивов хвостохранилищ превышает 5000 га. Объем складируемых вторичных ресурсов достигает порядка 800 млн м^3, т. е. из сельскохозяйственного оборота отчуждены значительные площади земельных ресурсов [Анализ…, 2013; Пасынкова, 1974; Трофимов и др., 2006].

Хвостохранилища намывного типа создаются в районах *горного производства*, наиболее крупные комплексы которого сконцентрированы в 7 из 15 районов страны с неблагополучной экологической обстановкой; в 5 из них добыча совмещена с переработкой минерального сырья. В ряде районов Урала и Кузбасса она вносит существенный вклад в загрязнение и деградацию природной среды. Тяжелая обстановка сложилась в Центральном и Центрально-Черноземном экономических районах, Кольском полуострове, в Прикаспии, Приангарье, Норильском районе [Анализ…, 2013].

Важным фактором воздействия, оказывающим существенное влияние на формирование литотопов в районах хвостохранилищ, как и при создании золоотвалов, является технология гидравлической укладки отходов обогащения. При воздействии гидравлической энергии водного потока происходит фракционирование частиц хвостов и их дифференциация по крупности и удельному весу различных минералов, включая гематит, магнетит, кварц и других составляющих. Самые крупные и тяжелые частицы выпадают вблизи мест выпуска пульпы и формируют на хвостохранилище так называемую зону слива или выпуска пульпы. Эта зона распространяется до 50 м, на ней откладываются наиболее крупные и плотные фракции хвостов, которые и используют для формирования дамб. Средние по размерам частицы формируют промежуточную зону (100–150 м), а самые мелкие и легкие потоком воды сносятся в центральную зону и покрываются водой. Лабораторными исследованиями и экспериментами было установлено, что на расстоянии 350 м от выпуска твердые частицы хвостов при ламинарном течении пульпы в прудковой зоне осаждаются на 99%. Далее вода практически чистая и пригодна для оборотного водоснабжения.

Таким образом, на хвостохранилище механический состав дифференцирован от зоны выпуска пульпы к центральной зоне, варьирует вниз по профилю, особенно в промежуточной и центральной зонах. Так, в центральной зоне механический состав колеблется от супеси до суглинка тяжелого. К другой особенности отходов обогащения хвостохранилища относится очень малое содержание частиц глинистой фракции. Ее содержание закономерно увеличивается от зоны выпуска пульпы 2,4% к центральной зоне — 8,0%. Незначительное содержание в составе отходов обогащения хвостохранилища глинисто-коллоидных частиц является одной из основных причин отсутствия адгезионных сил и слабой связанности хвостов.

Хвосты, складируемые в хвостохранилища железорудных комбинатов, содержат магнетит, гематит, кварцевые сростки. Как правило, микровключения железосодержащих минералов присутствуют во всех гранулометрических фракциях хвостов.

Наиболее распространенные загрязнители рудничных вод — соединения хлора и свободная серная кислота, которой часто сопутствуют растворимые соли, главным образом, сульфаты Fe, Cu, Zn, Mn, Ni и др. По хлористым и сернистым соединениям, а также концентрации Ca, Mg, Na, K рудничные воды превосходят даже техническую воду в 5–15 раз. Концентрирование тяжелых металлов, мышьяка, селена и др. (Cd, Ni, Mn, Hg, Pb и др.) в почвах или водной компоненте ЭГС хвостохранилищ — потенциальный фактор риска для биоты [Анализ… 2013; Барабошкина, Огородникова, 2014].

Хвостохранилища намывного типа периодически имеют сухие пляжи, обычно склонные к пылению. Причем повышение уровня воды, с одной стороны, приводит к затоплению площади пляжей, а с другой стороны, это приводит к расходу воды и изменению гидрогеологического режима в массивах хвостохранилищ на сопредельных ЭГС.

Длительный комплекс исследований по снижению техногенной нагрузки на гидросферу выполнялся творческим коллективом под руководством А.М. Гальперина в применении к эколого-геологическим условиям Лебединского горно-обогатительного комбината (ГОК), где шла модернизация объединенного гидроотвально-хвостового хозяйства с целью создания рационального складирования хвостов и снижения безвозвратных потерь воды из хвостохранилища. Был разработан метод посекционного заполнения хвостохранилища с объединением прудов-осветлителей гидроотвала и хвостохранилища [Гальперин и др., 2006; Гальперин и др., 2012].

Для гидроотвально-хвостового хозяйства Лебединского ГОКа была создана единая система оборотного водоснабжения как для технологии обогащения и окомкования, так и гидровскрышных работ в карьере. В результате для сельскохозяйственного использования сохранено 2000 га пахотных земель [Анализ…, 2013; Экологические …, 2002].

Для техногенных массивов намывных грунтов характерны процессы, обусловленные как литогенетическими преобразованиями их состава и свойств, что соответствует природным процессам прогрессивного и регрессивного литогенеза, так и экзогенными процессами — суффозия, оползнеобразование, дефляция и др. Ветровая эрозия максимально проявляется в пляжевых зонах при отсутствии пылеподавляющих мероприятий. На железорудных комплексах источник загрязнения классифицируется как пыль неорганическая, содержащая 20–70% двуокиси кремния, выбрасываемой в атмосферу, по следующим вариантам: пыление с поверхностей гребней и откосов плотины защиты

отвалов и головной плотины; пыление с пляжных зон хвостохранилища.

Первый источник пыления может быть устранен на долгосрочный период времени путем укрепления поверхности, нанесения плодородной земли и засева растительностью. Второй источник пыления — пляжные зоны. Он является постоянно действующим и определяется технологий формирования намывного хвостохранилища. К примеру, для хвостохранилища Стойленского ГОКа площадь пылящих поверхностей первого источника составляет 8,4 га, а для второго — 58,4 га, то есть подавляющее количество пыли выделяется именно с пляжей, и этот фактор особенно проявляется в засушливый период. В частности, количество загрязненного вещества, отходящего от источника пыления, составляет 140 т/год по первому варианту и 980 т/год — по второму варианту [Немировский, 2014].

В нормальных условиях концентрации пыли за пределами санитарной зоны хвостохранилища ниже ПДК, а в случае высоких ветровых нагрузок, в сухую погоду, концентрация пыли может превышать ПДК, и такая экологическая нагрузка на окружающую среду создает проблему, требующую эффективного решения для минимизации факторов негативного воздействия техногенных ЭГС на природные, сопряженные с ними компоненты экогеосистем.

Из факторов, лимитирующих рост и развитие растений на зольном субстрате, основным является низкое содержание органических соединений и элементов минерального питания (N, K) в доступной для растений форме [Серая, Шубин, 1976].

Ресурсные особенности биокосных и биотических компонентов эколого-геологических систем массивов намывных грунтов. Отличительной особенностью «свежей» золы гидрозолоотвала как *эдафотопа* ЭГС является тот факт, что *микробиологическая деятельность крайне низка и развитие бактерий практически не происходит*. В связи с этим превращение питательных веществ идет крайне медленно. Одной из причин слабой в микробоценозах деятельности является щелочная среда золы, препятствующая развитию основных физиологических групп микроорганизмов [Чибрик и др., 2011]. Данный фактор способствует тому, что фитоценозы в пределах массивов намывных техногенных грунтов формируются самозарастанием крайне медленно. Структурно-динамическая организация культурфитоценозов[1] намывных массивов специфична и зависит от эдафических и зонально-климатических условий, способа рекультивации, агротехнических мероприятий, направления и способа дальнейшего хозяйственного использования территории намывных массивов [Создание…, 2019].

Растительные сообщества и их адаптация с грибами — микориза[2] является важным фактором приспособления растений к условиям экстремальной среды эдафотопа [Селиванов, 1981; Шкараба, 1983]. Согласно анализу опубликованных данных исследователями установлено [Чибрик, 2002], что доля микотрофных видов в 20–50-летних растительных сообществах варьирует от 60 до 100%. Подавляющее большинство видов являются слабомикотрофными. Однако показатели микотрофности на нарушенных землях ниже, чем в естественных растительных сообществах.

Преобладание слабомикотрофных видов характерно для большинства сообществ, формирующихся на техногенных объектах Среднего Урала [Чибрик, 2002]. Это свидетельствует об экстремальности экологических, в том числе эдафических, условий [Логинова, Ивашкина, 1985]. Интенсивность микоризообразования меняется в процессе онтогенеза и зависит как от возрастного состояния особей, так и от свойств субстрата.

Исследования динамики микоризообразования на золоотвалах в разных зонально-климатических условиях, проведенные в течение 25 лет, начиная с 5-летних растительных сообществ [Лукина, 2007; Лукина и др., 2008], показали, что с возрастом происходит увеличение доли микотрофных видов в растительных сообществах.

Микоризообразующие грибы, связывая в единый комплекс субстрат и растения, являются не только важным экологическим фактором индивидуального развития растений, но и способствуют повышению устойчивости и степени сформированности биогеоценозов на трансформированных землях.

Особенности фитоценоза. В результате осуществления локального мониторинга (более 55 лет) сотрудниками Уральского государственного университета им. А.М. Горького прослежена динамика видового состава растений, формирующегося на промышленных отвалах с учетом времени их образования и результатов по биологической рекультивации нарушенных земель [Чибрик, 2005; Создание…, 2019]. Исследование структурно-динамической организации сериальных фитоценозов на золоотвалах Верхнетагильской ГРЭС и Среднеуральской ГРЭС проводилось на видовом и ценопопуляционном уровнях, а функциональной структуры — на примере микосимбиотических связей. Данные этих исследований будут приведены далее при описании эколого-геологических систем конкретных массивов намывных грунтов, а здесь подчеркнем две позиции.

[1] Термин «культурфитоценоз» предложил лесовед Ю.П. Бяллович. Под ним он понимал «определенную культуру, рассматриваемую как совокупность растений, характеризующуюся определенными взаимоотношениями между растениями и между растениями и средой, возникающими в результате наложений реакций ландшафта и борьбы за существование на комплекс целенаправленных растениеводческих мероприятий». Культурфитоценоз (от лат. cultura — «возделывание, воспитание» и от греч. φυτόν — «растение» и κοινός — «общий») — сообщество культивируемых растений, обладающее многими особенностями естественного фитоценоза, но формируемое в результате деятельности человека [Создание…, 2019].

[2] Микоризу образуют как высшие, так и низшие грибы, причем и те, и другие способны выделять белок гломалин, который непосредственно влияет на плодородность почв.

Рис. 1. Особенности фитоценоза на золоотвале Верхнетагильской ГРЭС [Создание…, 2019]

1. Особенностью ценопопуляции орхидных растений на золоотвале Верхнетагильской ГРЭС является групповое контагиозное размещение по территории особей *Platanthera hifolia* и *Listera ovata,* которые относятся к редким и исчезающим видам Свердловской области. Показано, что освоение техногенных субстратов орхидными связано, в первую очередь, с формированием на них лесных фитоценозов с преобладанием мелколиственных древесных пород. По мере накопления листового опада создаются благоприятные условия развития как для грибов-симбионтов, с которыми орхидные связаны большую часть своей жизни, так и самих орхидных растений, имеющих низкую способность к конкуренции с другими растениями, особенно с крупнотравьем [Чибрик и др., 2011].

2. При культивировании биотических компонентов новых ЭГС, формирующихся в районе распространения намывных массивов, актуально изучение опыта успешного восстановления староосвоенных намывных территорий на базе комплексного использования эндемичных региональных видов в сочетании с агротехническими работами по постпромышленному формированию устойчивого фитоценоза центрального звена биотического компонента ЭГС одного из древнейших горнопромышленных регионов — Урала. Он имеет широкий спектр энергетических и горнопромышленных предприятий, сопутствующим технологическим элементом которых являются намывные гидроозолотвалы с низким потенциалом самовосстановления. Например, это районы Среднеуральской ГРЭС (таежная зона, подзона южной тайги), Верхнетагильской ГРЭС (таежная зона, подзона южной тайги), золоотвала Южноуральской ГРЭС (лесостепная зона), Шуралино-Ягодного россыпного месторождения золота (таежная зона, подзона южной тайги). Учитывая специфику состава литотопа экогеосистем на намывных грунтах, которым свойственны недостаток доступных растениям элементов минеральною питания (особенно N и P), неблагоприятный водный и воздушный режим микориза, важным является опыт использования системы «культурофитоценоза» [Чибрик, 2002, 2005; Чибрик и др., 2011].

В качестве примера рассмотрим *ЭГС массива намывных грунтов Верхнетагильской ГРЭС.* Этот массив сформирован продуктами сжигания углей Челябинского буроугольного бассейна. Его ЭГС имеет свою особенность: формирование фитоценозов обусловлено биологической рекультивацией на части золоотвала, проведенной через три года (1968–1970) после прекращения подачи пульпы для снижения водной и ветровой эрозии с поверхности литотопа и развития растительного покрова санитарно-гигиенического назначения с частичным хозяйственным использованием[1] [Чибрик и др., 2011]. В результате работ образовался разнообразный спектр экотопов, включающий участки нерекультивированной территории на «чистой» золе с разной степенью увлажнения, первично рекультивированную территорию с полосным нанесением грунта и вторично рекультивированную территорию со сплошным нанесением торфа [Экологические..., 2002].

На рекультивированной части золоотвала развит фитоценоз с площадью проективного покрытия до 90–100% (рис. 1). Преобладающими в травостое восстановленных сообществ являются злаки (в 2010 г. до 87,63%). При этом биометрические показатели генеративных побегов изменяются в сторону увеличения, кроме количества веточек и колосков в соцветии (табл. 3). Аналогичные данные получены и для вегетативных побегов.

Травянистая растительность на нерекультивированной территории золоотвала более низкорослая с малой плотностью проективного покрытия. По мере приближения к дамбам золоотвала она обедняется по видовому составу.

Таким образом, особенности развития фитоценозов на эдафотопе золоотвала ГРЭС показали, что рекультивационные мероприятия способствовали созданию устойчивых и продуктивных фитоценозов с доминированием *Bromopsis inermis*. Вид *Bromopsis inermis* является перспективным при создании хозяйственно ценных растительных сообществ.

В настоящее время биотический компонент намывных массивов техногенных ЭГС Урала представлен 444 видами флоры: 260 в таежной, 264 в лесостепной и 214 на техногенных объектах степной зоны. Сквозными для всех зон оказались 92 вида. В целом в биотическом компоненте техногенных ЭГС преобладают среди флоры мезофиты (48,9%) и гемикриптофиты (48%), значительную долю составляют сорно-рудеральные виды (27,3%). В процентном отношении в флористическом составе сообществ техногенных ландшафтов преобладают многолетники, иное фиксировалось лишь на ранних стадиях формирования (по проективному покрытию и массе).

[1] Применялось нанесение слоя глинистого грунта толщиной 10–15 см полосами шириной 6–10 м с таким же по размеру межполосным пространством с ориентацией полос поперек господствующего направления ветров. Большинство полос было засеяно многолетними травами (Agropyron cristatum, Bromopsis inermis, Festuca rubra, Medicago media Pers., Onobrychis arenaria (Kit.) DC. и др.), часть отвала была оставлена под самозарастание.

Таблица 3

Продуктивность культурфитоценозов на золоотвале Верхнетагильской ГРЭС [Чибрик и др., 2011]

Вариант	Год	Хозяйственные группы						Общая масса, г/м^2
		Злаки		Бобовые		Разнотравье		
		Масса, г/м^2	Долевое участие, %	Масса, г/м^2	Долевое участие, %	Масса, г/м^2	Долевое участие, %	
I	2004	256,21	97,88	1,10	0,42	4,45	1,70	261,76
	2010	177,00	83,11	3,35	1,57	32,63	15,32	212,97
II	2004	245,40	82,60	32,68	11, 00	19,06	6,40	297,14
	2010	255,45	87,63	14,16	4,86	21,91	7,51	291,52

От лесной к степной зоне видно снижение доли лесных и луговых видов и увеличение процента лугово-степных и степных видов. По широтным группам четко прослеживается от степной к лесной зоне увеличение доли бореальных видов (с 28,04 до 58,46%) и снижение степных (с 23,28 до 3,07%) [Чибрик и др., 2011].

Об экологических функциях массивов намывных грунтов. Массивы намывных грунтов как литотопы ЭГС выполняют ряд важнейших экологических функций, которые имеют специфические черты, рассматриваемые ниже.

Ресурсная экологическая функция массивов намывных грунтов (как концентратов ценных вторичных ресурсов) формируется поэтапно на всех звеньях технологической цепочки: от добычи твердых углеводородов, их термохимических превращений в котлах электростанций, гидротранспортировки по трубопроводам в составе пульпы (соотношение твердой (золошлаковой) и жидкой (водной) фазы 1:(50–70), реже 1:20), в процессе гидронамыва и техногенного седиментогенеза в теле массива.

Например, на электростанции, сжигающей 1 млн т угля со средней зольностью 20%, ежегодно скапливается около 190 тыс. т золы и шлака. В целом по стране золошлаковые отходы энергетики оцениваются не менее чем в 100 млн т в год. Около 1 млрд т шлака и золы уже находятся в отстойниках и отвалах. Они обогащены по сравнению с литосферой отдельными элементами.

Зола от сжигания твердого топлива преимущественно состоит (на 98–99%) из свободных и связанных соединений оксидов кремния, алюминия, железа, кальция, магния, калия, натрия, титана, серы. По химическому составу золы классифицируются на высококальциевые (концентрация CaO более 20%) и кислые (CaO менее 20%). Исходя из особенностей макросостава, золошлаковый материал (ЗШМ) — потенциальный ресурс для производства цемента, кирпича, ячеистого бетона, легких заполнителей, оснований автодорог и других сфер хозяйственной деятельности. Благодаря искусственному минералообразованию идет связывание подвижных элементов в новые минеральные ассоциации, в результате чего токсичные элементы исключаются из миграционных процессов.

Как было отмечено ранее, эколого-ресурсной особенностью *намывных массивов является* вертикальная и горизонтальная дифференциация материала по гранулометрическому составу. Плотность колеблется в интервале 1,53–2,60 г/см^3, коэффициенты фильтрации для шлаковой зоны достигают 9–10 м/сут и выше [Ларионова, 2017; Огородникова, Николаева, 2017; Намывные…, 2014; Baraboshkina et al., 1988].

Гидрозолоотвалы и шламонакопители являются ресурсом химически активных веществ, которые определяют состав техногенных водоносных горизонтов, формирующихся в абиотических компонентах ЭГС. Несмотря на организацию специальных дренажных мероприятий (дренажных колодцев, водосборных канав по внешнему периметру золошлакоотвала и прудов с осветленной водой), воды техногенного водоносного горизонта попадают в поверхностные и грунтовые воды, изменяя их состав. ЭГС районов развития намывных техногенных массивов обуславливают трансформацию эколого-геологических условий районов под влиянием геодинамических, геохимических и геофизических факторов, интенсивность которых предопределяет вектор и скорость техногенных, инфильтрационных и седиментологических процессов.

Комплексный эколого-геологический анализ и картографирование ЭГС территорий ряда станций, имеющих комбинированную выработку электрической и тепловой энергии, осуществлен Барабошкиной Т.А. (Baraboshkina, 2002) на базе синхронизации данных о состоянии абиотических (намывные техногенные грунты, подземные воды, донные отложения, почвы) и биотических (фитоценозы, бентосные организмы, здоровье населения) компонентов ЭГС; выполнено районирование их территории на классы состояния эколого-геологических условий по уровню изменения абиотической и биотической составляющей эколого-геологических систем.

Важной особенностью ресурсного потенциала ЭГС массивов намывных грунтов является обогащение золошлакового материала широким спектром элементов, важных для современной индустрии. Актуально выполнять их предварительную оценку с позиции техногенного месторождения в целях по-

иска редких и рассеянных элементов, дефицитных для различных сфер экономики.

При низких концентрациях в намывных ЭГС ресурсов стратегически важных химических элементов целесообразно совершенствование методик использования ЗШМ в строительной индустрии в составе композиционных материалов для удешевления стоимости объектов экономики и связывания токсичных элементов в малоподвижные комплексы.

Геодинамическая экологическая функция массивов намывных грунтов предопределена совокупностью состава и свойств накопленных материалов, поэтому, зачастую при отсутствии в староосвоенных промышленных районах эффективных противофильтрационных мероприятий, имеет тесную гидравлическую связь техногенных массивов с подземной и поверхностной гидросферой и влияет на формирование качества водных ресурсов прилегающих селитебных районов.

Вместе с тем в промышленно перегруженных районах нами наблюдалась ситуация, когда вода в обводной канаве вокруг гидроотвала по концентрации ряда тяжелых металлов имела более низкую концентрацию, чем в р. Иртыш, и служила местом экспериментального разведения ихтиофауны. Исключением являлся стронций, имевший превышение над фоновыми концентрациями, что, вероятно, явилось одним из факторов утончения раковин у пресноводных обитателей искусственного водоема [Baraboshkina, 2002]. Однако данные исследования необходимо расширить и доизучить на аналогичных объектах.

За счет техногенных геодинамических факторов имеет место дифференциация в потоке по грансоставу намываемых материалов. Например, в зоне выпуска пульпы преобладающей является фракция песка, в промежуточной зоне — фракция крупной пыли, а в центральной зоне преобладают фракции крупной и мелкой пыли. По мере движения гидравлического потока осаждаются все более легкие частицы вплоть до уреза воды пруда осветления[1], куда стекают в основном глинистые и коллоидные фракции намываемого материала [Огородникова и др., 2013]. В зависимости от уровня обводненности территории и формируются определенные фитоценозы [Мироночева, Токарева, 1998; Мокроносов, 1966], которые были охарактеризованы в предыдущих разделах.

Эпизоды обострения качества ресурсного потенциала среды для населения и персонала в районе массивов техногенных грунтов фиксируются при снижении пылеподавляющих мероприятий, что ведет к увеличению интенсивного пылевого сноса мелкодисперсной фракции с открытых пляжевых зон на прилегающую территорию [Воронкевич, 2015; Ларионова, 2017; Сорокина и др., 2011].

Сопоставление статистических данных по заболеваемости жителей сел, расположенных вблизи намывных массивов, в сравнении с проживающими в селах, находящимися на условно фоновых территориях, показало, что в ряде случаев фиксируются более высокие показатели бронхо-легочной патологии у всех возрастных и гендерных групп [Сысоев и др., 1997; Baraboshkina, 2002].

Геохимическая и геофизическая экологические функции массивов намывных грунтов заключаются в прямой зависимости ведущей ассоциации элементов, в том числе радионуклидов, от типа используемых углей, технологии сжигания и способа удаления продуктов сгорания, местоположения и состава осадка.

Среди *микрокомпонентов* наиболее часто фиксируется в золах бор, молибден, стронций, цирконий, уран, мышьяк, ванадий, цинк, свинец, никель, кобальт, скандий [Воронкевич, 2015; Николаева и др., 2012]. С увеличением щелочности миграционная способность элементов катионов снижается, а микроэлементов, входящих в состав анионов Mo, V, As, Se возрастает, что может приводить к формированию в пределах ЭГС намывных грунтов и биогеохимических аномалий, характеризующихся повышенным содержанием в природных средах спектра токсичных элементов, способных вызывать негативные изменения в развитии растений, животных и человека [Алексеенко и др., 2013; Трофимов и др., 2006].

Исследования аквальных экосистем (техногенные озерца, пруды), приуроченных к золоотвалам одной из ТЭЦ в г. Омске, показали, что наряду с изменением состава подземных и поверхностных вод, донных отложений, идет изменение макро- и микроэлементного состава бентосных организмов. В раковинах моллюсков нарушается соотношение Ca и Sr в пользу последнего элемента, раковины становятся хрупкими и прозрачными, что ведет к преждевременной гибели моллюсков [Baraboshkina, 2002].

Одним из *способов снижения миграционной способности токсичных элементов* является формирование на основе зол и шлаков новых дорожно-строительных материалов, методика которых много десятилетий разрабатывается в лаборатории технической мелиорации МГУ имени М.В. Ломоносова и в других организациях РФ [Воронкевич, 2015; Ларионова, 2017; Огородникова, Николаева, 2017; Барабошкина, Огородникова, 2014; Намывные…, 2014 и др.].

Выводы. Интенсивность динамики ресурсного потенциала массивов грунтов намывных ЭГС энергетических объектов зависит от совокупности технологических и природных факторов. К первой группе «технологических факторов» можно отнести: вид сжигаемого топлива, уровень внедрения на

[1] Для снижения количества загрязненной воды, сбрасываемой в гидросферу из систем гидрозолоудаления, осуществляется их перевод на оборотный цикл: осветленная на золоотвале вода из прудов осветления возвращается в котельную (на электростанцию) для повторного использования.

предприятиях наилучших доступных технологий, мощность теплоэлектростанции и др. Вторую группу составляют «природные факторы» — главные ее компоненты, как правило, метеорологические, геолого-геоморфологические и ландшафтно-геохимические характеристики территории.

Одним из путей снижения карбонового следа является перевод угольных и торфяных энергообъектов на газовое топливо, особенно в районах, где «хаотичная урбанизация» ориентировалась на минимизацию расстояний от промышленных источников тепла и энергии до селитебных территорий. Данный тренд привел к «внедрению» селитебных районов в пределы санитарно-защитных зон сооружений электростанций. Это осложнило как процесс эксплуатации гидротехнических сооружений, так и существенно снизило качество ресурса геологического пространства территории для проживания населения и некоторых видов хозяйственной деятельности.

Практически все экологические функции литосферы испытывают изменения в зоне воздействия намывных ЭГС при низком уровне внедрения биологической рекультивации и других методов реабилитации эколого-геологических условий намытых территорий.

Рационально проводить комплексное доизучение потенциала намывных ЭГС на предмет разработки мероприятий по коррекции эколого-геологических условий района на основе анализа положительного опыта российских ведущих научных школ в сфере внедрения зеленых технологий, с учетом зональных особенностей техногенно-освоенных территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абакумова Н.В., Николаева С.К., Самарин Е.Н. Классификации техногенных отложений в инженерной геологии: исторический обзор, современный взгляд на проблему // Инженерные изыскания. 2021. Т. 15, № 1–2. С. 28–40.

Алексеенко В.А., Бузмаков С.А., Панин М.С. Геохимия окружающей среды. Пермь: ПГНИУ, 2013. 359 с.

Анализ ситуации с горнопромышленными отходами. Геоэкологический аспект / Мосейкин В.В., Гальперин А.М., Ермолов В.А., Круподеров В.С. Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). № 1. М.: Горная книга, 2013. 648 с.

Барабошкина Т.А., Огородникова Е.Н. Эколого-экономический потенциал вторичных ресурсов Северной Евразии// Вестник Международной академии наук экологии и безопасности жизнедеятельности (МАНЭБ). 2014. Т. 19, № 1. С. 41–45.

Виноградов А.П. Геохимия живого вещества. Л., 1932. 67 с.

Воронкевич С.Д. Техническая мелиорация грунтов. М.: Академическая наука, 2015. 242 с.

Гальперин А.М., Кутепов Ю.И., Кириченко Ю.В. и др. Освоение техногенных массивов на горных предприятиях. М.: Горная книга, 2012. 336 с.

Гальперин А.М., Фёрстер В., Шеф Х.-Ю. Техногенные массивы и охрана природных ресурсов. Т. 1. Намывные насыпные массивы. М.: Изд-во Московского горного университета, 2006. 391 с.

ГОСТ 25100-2020. Грунты. Классификация. Межгосударственный стандарт. Издание официальное. М.: Стандартинформ, 2020 (введен в действие в качестве национального стандарта Российской Федерации с 1 января 2021 г.). 38 с.

Дайбо М.И. Среднеуральская ордена Ленина ГРЭС. Свердловск, 1969. С. 5–28.

Королёв В.А., Трофимов В.Т. К построению общей классификации континентальных эколого-геологических систем // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 1. С. 62–66.

Ларионова Н.А. Использование промышленных отходов в качестве вторичного минерального сырья для получения строительных материалов с заданными свойствами / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: ГеоИнфо, 2017. 498 с.

Логинова В.Г., Ивашкина Л.А. Микориза ивы // Микориза и другие формы консортивных связей в природе. Пермь: ПГПИ, 1985. С. 30–32.

Лукина Н.В. Мониторинговые исследования на золоотвале Верхнетагильской ГРЭС// Система управления экологической безопасностью: Сб. тр. Междунар. науч.-практ. конф. Екатеринбург: УГТУ-УПИ, 2007. С. 343–347.

Лукина Н.В., Глазырина М.А., Филимонова Е.И. и др. Комплексные исследования формирования лесных фитоценозов на золоотвале Верхнетагильской ГРЭС// Экологические системы: фундаментальные и прикладные исследования: сб. материалов II Всерос. науч.-практ. конф. (Нижний Тагил, 24–28 марта 2008 г.). Нижний Тагил: НТ гос. соц.-пед. акад., 2008. Ч. 2. С. 35–40.

Миронычева-Токарева Н.Г. Динамика растительности при зарастании отвалов. Новосибирск: Наука, 1998. 169 с.

Мокроносов А.Т. Использование продуктов фотосинтеза в ростовых процессах // Фотосинтезирующие системы высокой продуктивности. М.: Наука, 1966. С. 157–162.

Намывные грунты и управление их свойствами / Е.Н. Огородникова, С.К. Николаева, В. Чин и др. М.: РУДН, 2014. 368 с.

Немировский А.В. Проблемы осаждения пыли при функционировании хвостохранилища Стойленского ГОКа // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). 2014. № 5. С. 387–391.

Николаева С.К., Огородникова Е.Н., Андреева Т.В. Массивы намывных грунтов — источник техногенных опасностей // Геоэкология. 2012. № 3. С. 256–262.

Огородникова Е.Н., Барабошкина Т.А., Мымрин В.А. Вторичные ресурсы для дорожной индустрии — золы теплоэлектростанций и шлаки черной металлургии. М.: РУДН, 2013. 243 с.

Огородникова Е.Н., Николаева С.К. Техногенные грунты. М.: РУДН, 2017. 636 с.

Огородникова Е.Н., Николаева С.К., Барабошкина Т.А. Особенности минерального состава золошлакоотвалов — продуктов техногенеза // Вестн. РУДН. Сер. «Экология и безопасность жизнедеятельности». 2011. № 3. С. 20–25.

Панин П.С., Ковалев Р.В. Химические и водно-физические свойства золоотвалов Новосибирской ТЭЦ // Рекультивация в Сибири и на Урале. Новосибирск: Наука, 1970. С. 99–116.

Пасынкова М.В. Зола углей как субстрат для выращивания растений // Растения и промышленная среда: Сб. науч. тр. Свердловск: УрГУ, 1974. С. 29–44.

Пикалова Г.М. Перспективные культуры для выращивания на золоотвале // Растительность и промышленные загрязнения: охрана природы на Урале. Свердловск: РИСО УФАН СССР, 1966. Вып. 5. С. 129–132.

Селиванов И.А. Микосимбиотрофизм как форма консортивных связей в растительном покрове Советского Союза. М.: Наука, 1981. 232 с.

Серая Г.Т., Шубин Ф.М. Особенности роста и развития пионерных растений при выращивании их на каменноугольной золе // Растения и промышленная среда: Сб. науч. тр. Свердловск: УрГУ, 1976. С. 56–62.

Создание и изучение культурфитоценозов на нарушенных промышленностью землях: Учеб. пособие / Т.С. Чибрик, М.А. Глазырина, Е.И. Филимонова, Н.В. Лукина / Науч. ред. Т.А. Радченко. М-во науки и высш. образования Рос. Федерации, Урал. федер. ун-т. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2019. 146 с.

Сорокина О.И., Кошелева Н.Е., Голованов Д.Л. Особенности загрязнения снежного покрова под воздействием топливно-энергетического комплекса (г. Улан-Батор) // Экологические проблемы промышленных городов. Т. 1. Саратов, 2011. С. 141–144.

Сысоев Ю.М., Барабошкина Т.А. Некоторые аспекты воздействия золоотвалов ТЭС на окружающую среду // Энергетик. 1997. № 6. С. 6–8.

Трофимов В.Т. Эколого-геологическая система, ее типы и положение в структуре экосистемы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 48–52.

Трофимов В.Т. Эколого-геологическая система и новая структура экосистемы // Геология, география и глобальная энергия. *2010*. № 1(36). С. 6–26.

Трофимов В.Т., Барабошкина Т.А., Жигалин А.Д., Харькина М.А. Изменение экологических функций литосферы под влиянием энергетических комплексов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 1. С. 49–58.

Целюк Д.И. Особенности техногенного воздействия золоотвалов Средней Сибири на подземные воды: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ВИМС, 2009. 23 с.

Чибрик Т.С. Исследования по проблеме биологической рекультивации нарушенных земель в Уральском университете: к 100-летию со дня рождения В.В. Тарчевского // Изв. Урал. гос. ун-та. 2005. № 37: Проблемы образования, науки и культуры. Вып. 18. С. 92–100.

Чибрик Т.С. Основы биологической рекультивации. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2002. 172 с.

Чибрик Т.С. Экологические основы и опыт биологической рекультивации нарушенных промышленностью земель / Т.С. Чибрик, Н.В. Лукина, Е.И. Филимонова, М.А. Глазырина. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2011. 268 с.

Шкараба Е.М. Развитие микоризы в ходе онтогенеза кислицы обыкновенной (Oxalis acetosella L.) // Микориза и другие формы консортивных связей в природе: Межвуз. сб. науч. тр. Пермь: ПГПИ, 1983. С. 24–28.

Экологические основы и методы биологической рекультивации золоотвалов тепловых электростанций на Урале / А.К. Махнев, Т.С. Чибрик, М.Р. Трубина и др. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 356 с.

Экологические функции литосферы / В.Т. Трофимов, Д.Г. Зилинг, Т.А. Барабошкина и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 432 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Токсичные элементы-примеси в ископаемых углях. Екатеринбург: УРО РАН, 2005. 648 с.

Baraboshkina T.A. An estimation of environmental effect of ash stockpiles of Omsk Coal Combustion-Station// 7th International Symposium on Environmental Issues and Waste Management in Energy and Mineral Production. SWEMP 2002 / Cagliari, Italy, 2002. P. 1–12.

Baraboshkina T.A., Ogorodnikova Y.N., Astakhov M I. The composition and properties of certain types of technogenic soils and the possibility of using them in civil engineering // Moscow University Geol. Bull.. 1988. No. 5. P. 48–53.

Holliday R., Townsend W., Hodson D. Plant growth on «fly ash» // Nature. 1955. No. 4490. P. 48.

Статья поступила в редакцию 20.04.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УДК 550.4.02
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-175-180

ИЗМЕНЕНИЕ СВОЙСТВ ГУМИНОВЫХ КИСЛОТ ПОД ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ

Мария-Анна Русакова[1], Ольга Юрьевна Дроздова[2], Сергей Анатольевич Лапицкий[3]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Всероссийский НИИ минерального сырья имени Н.М. Федоровского, Москва, Россия; greenkrok@ yandex.ru
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; drozdova@geol.msu.ru
[3] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lapitsky@geol.msu.ru

Аннотация. Изучено изменение свойств гуминовых кислот при воздействии на них высоких температур. В работе проводилось исследование процесса гидропиролиза гуминовой кислоты и оценивалась её термическая устойчивость. Были получены экспериментальные данные по термической деструкции щелочных растворов гуминовых кислот при 150 °C, 200 °C, 250 °C и давлении насыщенного пара воды. Показано, что в процессе гидропиролиза изменяется степень конденсированности молекул, заметно увеличивается количество функциональных групп и снижаются значения средневесовых молекулярных масс. Полученные результаты экспериментов позволили вычислить параметры термической устойчивости гуминовых кислот.

***Ключевые слова*:** гуминовые кислоты, гидропиролиз, деструкция, кинетические параметры

Для цитирования: *Русакова М.-А., Дроздова О.Ю., Лапицкий С.А.* Изменение свойств гуминовых кислот под высокотемпературным воздействием // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 175–180.

THE CHANGES IN THE PROPERTIES OF HUMIC ACIDS UNDER HIGH TEMPERATURE INFLUENCE

Mariya-Anna Rusakova[1], Olga Yu. Drozdova[2], Sergey A. Lapitskiy[3]

[1] Lomonosov Moscow State University; All-Russian Scientific-Research Institute of Mineral Resources named after N.M. Fedorovsky, Moscow, Russia; greenkrok@ yandex.ru
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; drozdova@geol.msu.ru
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lapitsky@geol.msu.ru

Abstract. The change in the properties of humic acids when exposed to high temperatures has been studied. In this work, the process of hydropyrolysis of HAs was studied and their thermal stability was assessed. Experimental data on the thermal destruction of alkaline solutions of humic acid at 150 °C, 200 °C, 250 °C and saturated water vapor pressure were obtained. It has been shown that in the process of hydropyrolysis the degree of condensation of molecules changes, the number of functional groups noticeably increases and the values of weight-average molecular masses decrease. The obtained experimental results made it possible to calculate the parameters of the thermal stability of humic acids.

Keywords: humic acids, hydropyrolysis, destruction, kinetic parameters

For citation: Rusakova M.-A., Drozdova O.Yu., Lapitskiy S.A. The changes in the properties of humic acids under high temperature influence. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 175–180. (In Russ.).

Введение. Органические вещества (ОВ), образующиеся в верхних частях земной коры, далее вовлекаются в ее более глубокие зоны, в результате чего могут участвовать в химических процессах, происходящих при высоких температурах, например, в образовании гидротермальных рудных месторождений. Для решения вопроса об участии ОВ в переносе металлов в гидротермальных системах необходимы данные по кинетике деструкции различных ОВ при повышенных температурах и сопоставление этих данных с возможным временем их пребывания в гидротермальных системах.

Гуминовые вещества широко распространены в природе и являются главным органическим компонентом почв и поверхностных вод [Орлов, 1974, Зобкова и др., 2015]. На последних стадиях гумификации структурная сложность гуминовых кислот (ГК) увеличивается, что приводит к образованию сложнозамещенных ароматических и карбоксильных функциональных групп, которые ведут себя как двух- или трехосновные кислоты [Amoah-Antwi et al., 2022]. Это может увеличивать их поверхностный заряд и реакционную способность, что делает их важными комплексообразователями для металлов и других загрязняющих веществ [Akimbekov et al., 2021]. Экологическое значение ГК обусловлено тем фактом, что в них присутствуют «сильные» комплексообразующие группы (например, карбоксильные и

фенольные), и поэтому они могут служить переносчиками металлов, образуя устойчивые комплексы, что может существенно повышать миграционную способность металлов в земной коре [Варшал и др., 1984] и влиять на биодоступность металлов в почвах, отложениях и водных экосистемах [Kolokassidou et al., 2007].

Ранее было показано, что инсоляция и биота играют важную роль в процессах трансформации растворенных органических веществ в поверхностных водах (в том числе и гуминовых веществ) и металлов, связанных с ними [Ward et al., 2017; Cory and Kling, 2018; Bowen et al., 2020; Drozdova et al., 2020; Дроздова и др., 2021; Алешина и др., 2022; Mazoyer et al., 2022].

К настоящему времени исследования гидропиролиза различных органических соединений, в том числе и тех, из которых выделяют препараты гуминовых веществ (уголь, торф, лигнин и т. д.), проводились для определения их структуры и продуктов трансформации [Ascough et al., 2009, 2010; Кузнецов и др., 2010].

Целью данной работы было исследование изменения свойств гуминовых кислот и их устойчивости под воздействием различных температур. В ходе работ были проведены кинетические эксперименты по гидропиролизу растворов ГК, которые позволили определить изменения их содержания и свойств, и рассчитать кинетические параметры проходящих реакций.

Материалы и методы исследований. В экспериментах использовали коммерческий препарат «Powhumus» («Humintech GmbH.», Германия).

Закрытые автоклавы с раствором ГК помещали в предварительно нагретую трубчатую печь. Температуру регулировали при помощи ПИД-регулятора ОВЕН-ТРМ-10 с точностью ±3 °С. Оценка термоустойчивости проводили при 150, 200, 250 °С и давлении насыщенного пара воды с исходной концентрацией раствора ГК 1 г/л. Данная концентрация была выбрана исходя из предыдущих экспериментов по гидропиролизу, проводимых с различной концентрацией ГК в растворе [Русакова и др., 2021]. Диапазон температур выбран исходя из данных, приведенных в статье [Kolokassidou et al., 2007], которые показали, что при температуре около 250 °С происходит резкий рост потери массы при пиролизе ГК, при этом изменения, наблюдаемые между гуминовой кислотой в водном растворе и твердыми образцами гуминовой кислоты, сопоставимы.

Через определенные промежутки времени автоклавы доставали и быстро охлаждали. После вскрытия автоклавов пробы растворов отбирали в полипропиленовые пробирки. Для оценки степени трансформации гуминовой кислоты определяли её содержание и свойства в растворе до и после экспериментов. Все эксперименты проводили в трехкратной повторности.

Содержание гуминовых кислот в пробах определяли по реакции комплексообразования их с красителем Толуидиновый синий [Sheng et al., 2007]. Для оценки характеристики растворенных ГК определяли отношение оптических плотностей на длинах волн 465 нм и 665 нм, которое принято называть коэффициентом цветности $Q_{4/6}$ для гуминовых кислот [Кононова, Бельчикова, 1950]. Измерения оптических плотностей проводили на спектрофотометре Portlab 511 UV/Vis. Количественное содержание основных функциональных групп ГК в растворе измеряли путём титрования проб 0,1 М раствором HCl [Скрипкина, 2018]. Определение распределения молекулярных масс ГК проводили методом высокоэффективной эксклюзионной жидкостной хроматографии (ВЭЖХ) (Agilent 1100, Agilent Technologies) с диодно–матричным детектором и системой обработки данных ChemStation (LCChem). Количество HCO_3^- в растворе определяли методом титрования [Аринушкина, 1970].

Пробы газовой фазы для определения количества CO_2 отбирали сразу после окончания экспериментов. Автоклавы открывали под водой, чтобы избежать попадания атмосферного воздуха, затем газ отбирали в пластиковую пробирку через воронку, из которой при помощи шприца перемещали в герметично закрытые виалы с пересыщенным раствором NaCl. Растворенный CO_2 извлекали путем подкисления проб 1М H_2SO_4. Определение количества CO_2 проводили на газовом хроматографе Хроматэк–Кристалл 5000.2 (Хроматэк).

По полученным экспериментальным данным были рассчитаны кинетические параметры происходящей реакции деградации ГК, при условии, что идет простая реакция первого порядка [Неформальная кинетика…, 1985].

Результаты исследований и их обсуждение. Проведенные кинетические эксперименты показали, что при различных температурах нагревания реакция разложения ГК протекает активно в первый день, затем динамика снижается и к 5–7 дням стабилизируется (рис. 1). Степень деградации гуминовой кислоты составила в среднем 40% — при 150 °С, 60% — при 200 °С и 80% — при 250 °С и давлении насыщенного пара.

На основании показателя $Q_{4/6}$ можно судить о степени конденсированности (гумификации) молекул ГК, что позволяет определить изменение соотношений алифатической и ароматической частей при разном времени и температурах нагревания. Изменение коэффициента цветности показало, что при 150 °С и при 200 °С показатель увеличивается с продолжительностью эксперимента (рис. 2). Известно, что чем выше абсолютные величины коэффициента цветности, тем более простое строение имеют гуминовые кислоты [Орлов, 1990; Бажина и др., 2014]. В ходе экспериментов наблюдался процесс термотрансформации ГК, в результате которого строение молекул ГК «упрощалось»: происходило

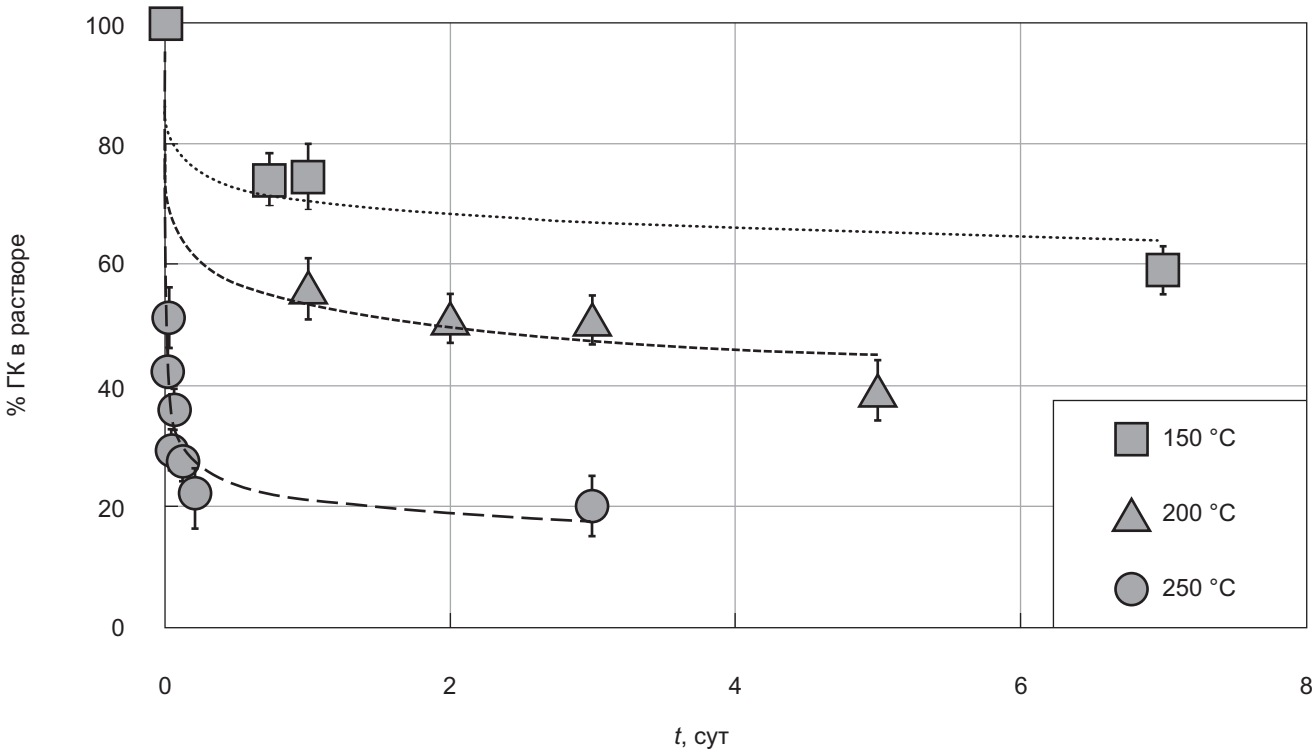


Рис. 1. График зависимости концентрации ГК от времени для 150, 200 и 250 °C

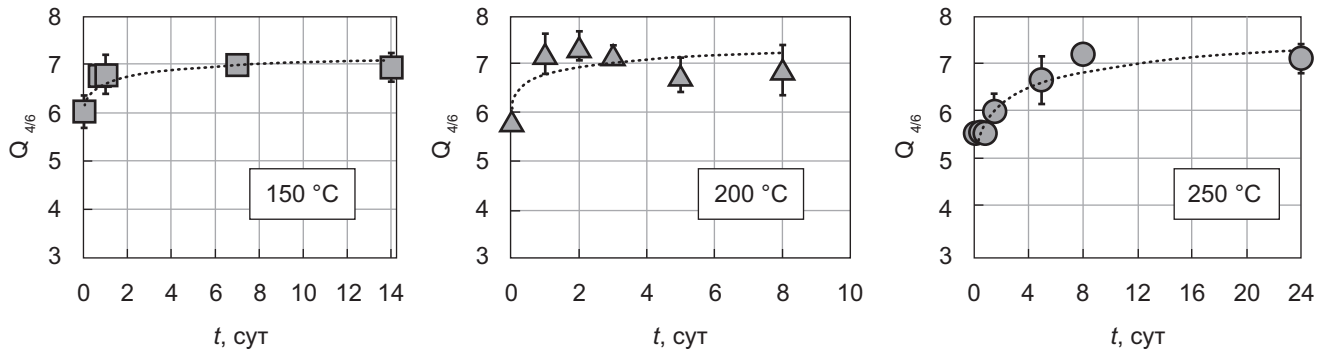


Рис. 2. Изменение коэффициента цветности ($Q_{4/6}$) в зависимости от времени нагревания при разных температурах

снижение количества атомов углерода ароматической части молекул и одновременное увеличение количества углерода в алифатической части. Увеличение показателя цветности при 250 °C начинается не сразу (как в экспериментах при 150 и 200 °C), а спустя некоторое время.

Высокоэффективная эксклюзионная жидкостная хроматография показала, что интенсивность аналитического сигнала после гидропиролиза ГК при 150 °C (рис. 3) через сутки нагревания значительно уменьшилась, а к седьмым суткам увеличилась. При этом максимум пика сместился, что говорит об увеличении размера молекул. На хроматограмме раствора, выдержанного при 200 °C (рис. 3) видно, что за первые сутки молекулярная масса понижалась в значительной степени. К седьмым суткам эксперимента интенсивность реакции разложения пошла на спад, однако наблюдалось слабое разделение пика, что свидетельствует о возможном процессе трансформации молекул ГК при длительном нагревании.

При 250 °C на хроматограмме (рис. 4) заметно значительное изменение интенсивности аналитического сигнала за первые сутки. При дальнейшем нагревании раствора интенсивность сигнала изменилась слабо. Однако, уже через сутки эксперимента при 250 °C наблюдается раздвоение пика, что свидетельствует о процессе трансформации ГК при гидропиролизе. Разделение пиков в программе ORIGIN 2017 (рис. 4) показало, что вклад первого компонента (I) в промежуток сутки — неделя относительно общего содержания снизился, а вклад второго (II) и третьего (III) компонентов возрос. Это связано с увеличением доли более низкомолекулярных соединений — продуктов деструкции ГК.

Снижение средневесовой молекулярной массы (M_w) происходило интенсивно в первые сутки, а затем изменения были незначительными, это согласуется с изменением содержания ГК в растворе. Значения M_w за 1 сутки уменьшились с 1000 Да до 540, 580 и 270 Да при 150, 200 и 250 °C, соответственно.

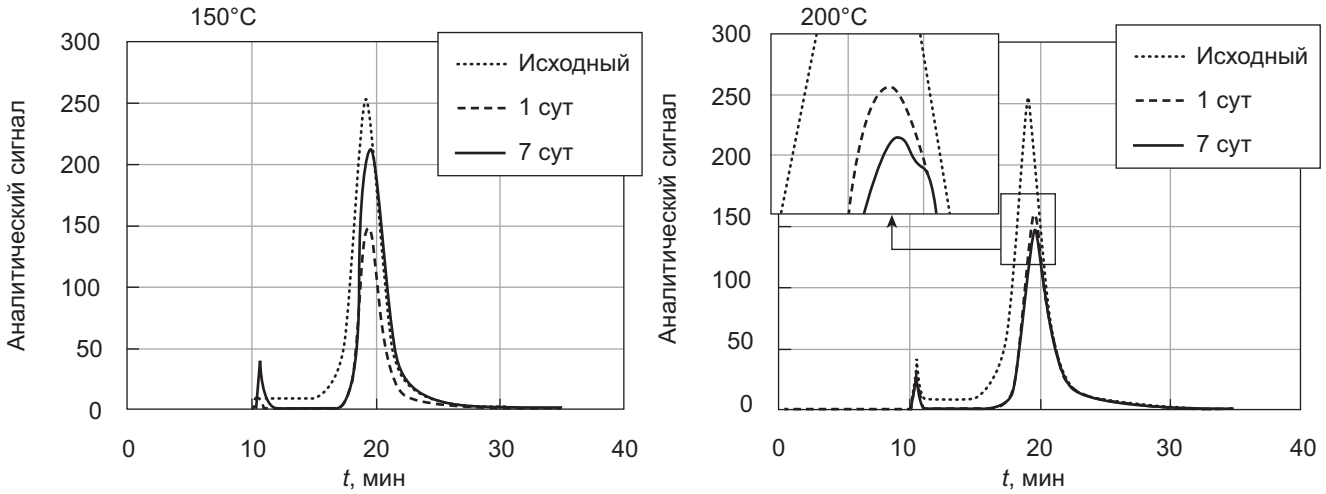


Рис. 3. Хроматограмма для раствора ГК до и после гидропиролиза при 150 °C и 200 °C

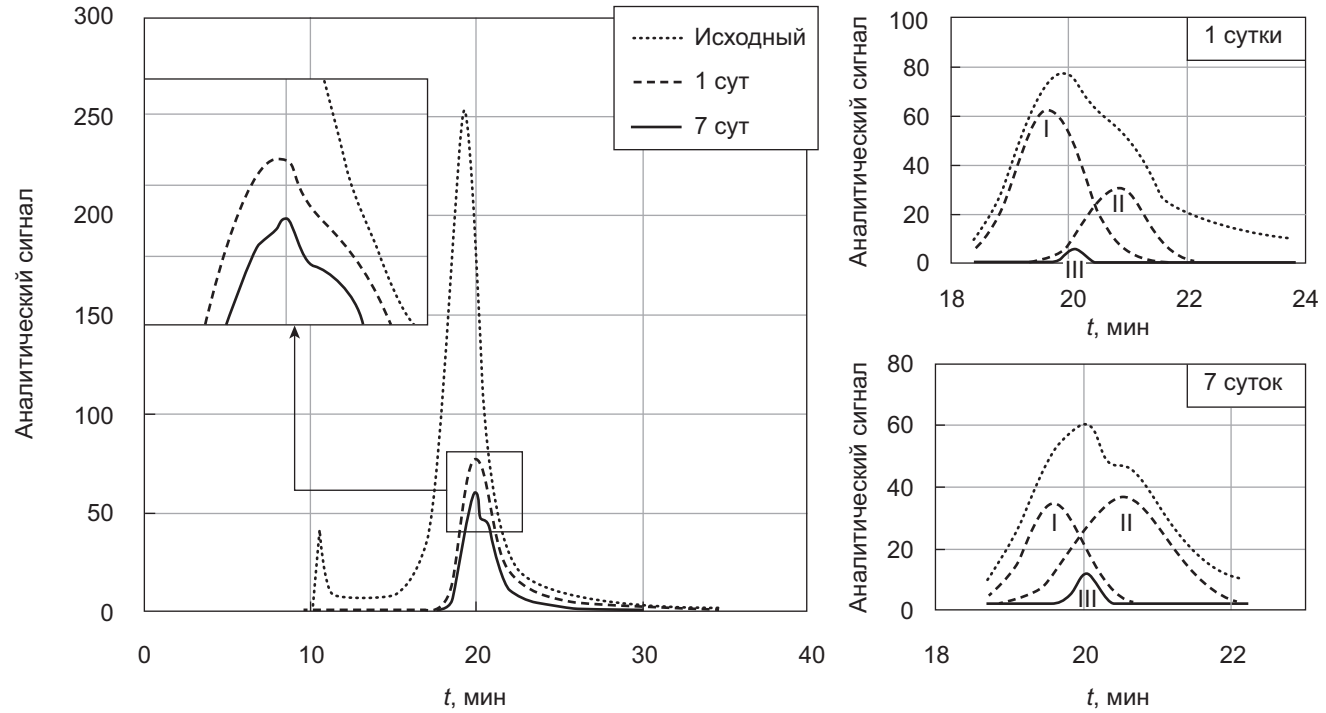


Рис. 4. Хроматограммы для раствора ГК до и после гидропиролиза при 250 °C с разложением пиков на компоненты (справа)

Через 7 суток M_w составили 580, 600 и 260 Да при 150, 200 и 250 °C, соответственно. Значительное изменение молекулярно-массовых распределений происходит в течение первых 24 часов гидропиролиза, следовательно, основная деструкция ГК происходит за первые сути, а затем начинается процесс термотрансформации образованных продуктов деструкции.

Содержание функциональных групп в растворе измерялось для растворов, выдержанных при 250 °C. Количество функциональных групп рассчитывалось в трех интервалах, которые соответствуют титрованию карбоксильных групп (pH 3,3–6,3); карбоксильных, фенольных и NH_2-групп (pH 6,9–9,5); и фенольных групп (pH 10,0–12,0) [Заварзина, Дёмин, 1999]. Полученные результаты титрования приведены в табл. 1.

В процессе гидропиролиза ГК наблюдалось увеличение общего количества функциональных групп в 1,8 раз за сутки и в 2,0 раза за неделю. При этом количество кислых групп, титруемых в интервалах pH 3,3–6,3 и 6,9–9,5, за сутки увеличилось в равной степени. За неделю происходило снижение количества групп, титруемых в интервале pH 6,9–9,5 и сильное повышение в интервале pH 3,3–6,3, а также появление фенольных групп.

В ходе экспериментов происходило выделение газа, что согласуется с данными, полученными Варшал с соавторами [1984] в экспериментах с фульвокислотами при 200 и 250 °C. И как показано в работе Kolokassidou et al. [2007] в условиях отсутствия внешнего источника кислорода при пиролизе ГК образуются значительные количества монооксида и диоксида углерода. Измерение концентрации выде-

Таблица 1

Содержание функциональных групп в исследуемых растворах ГК

Группы	Интервал pH	Содержание функциональных групп, ммоль(–)/100 г ГК		
		исходный	1 сут	7 сут
Фенольные	10,0–12,0	–	–	175
Карбоксильные, фенольные и аминогруппы	6,9–9,5	238	446	163
Карбоксильные	3,3–6,3	350	613	863
Сумма		588	1059	1201

Таблица 2

Сводная таблица рассчитанных кинетических параметров

Параметр \ Температура		150 °C	200 °C	250 °C
k, с$^{-1}$		$6 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$6 \cdot 10^{-5}$
E_a, кДж/моль		83		
A, с$^{-1}$		$1{,}1 \cdot 10^{4}$	$2{,}9 \cdot 10^{3}$	$1{,}2 \cdot 10^{4}$
$\Delta H^{\neq}$, кДж/моль		79		
$\Delta S^{\neq}$, Дж/(моль·К)		–180	–191	–179
$k_{\rightleftarrows}$, с$^{-1}$	прямая	$6{,}4 \cdot 10^{-6}$	$5{,}6 \cdot 10^{-6}$	$3{,}6 \cdot 10^{-5}$
	обратная	$2{,}4 \cdot 10^{-6}$	$1{,}6 \cdot 10^{-6}$	$6{,}0 \cdot 10^{-6}$

ляющегося углекислого газа в процессе гидропиролиза ГК при 250 °C показали, что за первые сутки 19% от исходного содержания ГК в растворе переходит в CO_2, а за неделю — около 30%. Количество HCO_3^- в ходе экспериментов понизилось незначительно, за сутки снизилось в 0,9 раз, затем не изменялось.

По полученным данным были рассчитаны константа скорости (k), энергия активации (E_a), частотный фактор (A), энтальпия ($\Delta H^{\neq}$) и энтропия активации ($\Delta S^{\neq}$) для простой реакции первого порядка, а также прямая и обратная константа скорости для обратимой реакции ($k_{\rightleftarrows}$) (табл. 2). Полученное значение энергия активации процесса деградации ГК при гидропиролизе, соответствует удалению летучих веществ при окислении углеродистых структур в гуминовом веществе [Kara et al., 2020]. Расчеты констант скорости обратимой реакции показали, что равновесие смещено в сторону продуктов реакции.

Заключение. Были получены экспериментальные данные по термической деструкции растворов гуминовых кислот при 150, 200 и 250 °C. Показано, что в ходе трансформации гуминовых кислот происходят следующие процессы: минерализация ГК с образованием газа и осадкообразование. Степень трансформации ГК зависит от температуры: при 150 °C она составляет 40%, при 200 °C — 60%, а при 250 °C — 80%.

Показано, что при термообработке увеличивается степень конденсированности ГК с одновременным увеличением количества функциональных групп и снижением средневесовых молекулярных масс. При этом до 30% ГК разрушается до CO_2. Основная деструкция ГК происходит в течение первых суток, а затем начинается процесс трансформации образованных продуктов деструкции.

По полученным кинетическим параметрам были рассчитаны значения периода полупревращения для более низких температур (при 50 °C — 50 лет, при 30 °C — 370 лет, а при 20 °C — более 1100 лет), что свидетельствует о высокой термоустойчивости ГК в природных условиях.

Финансирование. Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 21-77-10028.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алешина А.Р., Дроздова О.Ю., Лапицкий С.А. Изменение форм металлов при фотохимическом окислении органо-минеральных соединений в болотных и речных водах // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4. С. 157–163.

Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.

Бажина Н.Л., Ондар Е.Э., Дерябина Ю.М. Специфика поглощения света в видимой ультрафиолетовой области спектра гуминовыми кислотами почв Западной части территории Тувы // Вестник ОГУ. 2014. № 6 (167). С. 189–194.

Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Баранова Н.Н. Об устойчивости фульвокислот природных вод в гидротермальных условиях // Геохимия. 1984. № 2. С. 279–283.

Дроздова О.Ю., Карпухин М.М., Думцев С.В. и др. Формы металлов в воде и донных отложениях р. Малая Сеньга (Владимирская область) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 2. С. 97–103.

Заварзина А.Г., Дёмин В.В. Кислотно-основные свойства гуминовых кислот различного происхождения по данным потенциометрического титрования // Почвоведение. 1999. № 10. С. 1246–1254.

Зобкова М.В., Ефремова Т.А., Лозовик П.А. и др. Органическое вещество и его компоненты в поверхностных водах гумидной зоны // Успехи современного естествознания. 2015. Т. 12. С. 115–120.

Кононова М.М., Бельчикова Н.П. Опыт характеристики природы почвенных гуминовых кислот с помощью спектроскопии // ДАН СССР. 1950. Т. 72, № 1. С. 125.

Кузнецов П.Н., Колесникова С.М., Кузнецова Л.И. и др. Жидкие продукты гидропиролиза бурого угля Ленского бассейна // Химия твердого топлива. 2010. № 3. С. 31–36.

Неформальная кинетика. В поисках путей химических реакций: Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 264 с.

Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв. М.: Изд-во МГУ, 1974. 333 с.

Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во МГУ. 1990. 332 с.

Русакова М.-А., Дроздова О.Ю., Лапицкий С.А. Оценка изменений гуминовых кислот в процессе гидропиролиза // Новые идеи в науках о Земле: Материалы XV Между-

народной научно-практической конференции: В 7 т. М., 2021. С. 207–209.

Скрипкина Т.С. Механохимическая модификация структуры гуминовых кислот для получения комплексных сорбентов: Автореф. … канд. хим. наук. Новосибирск, 2018. 24 с.

Akimbekov N.S., Digel I., Tastambek K.T., et al. Low-rank coal as a source of humic substances for soil amendment and fertility management // Agriculture. 2021. Vol. 11. Iss. 1261. P. 1–25.

Amoah-Antwi C., Kwiatkowska-Malina J., Szara E., et al. Assessing factors controlling structural changes of humic acids in soils amended with organic materials to improve soil functionality // Agronomy. 2022. Vol. 12 (283). P. 1–17.

Ascough P.L., Bird M.I., Brock F., et al. Hydropyrolysis as a new tool for radiocarbon pre-treatment and the quantification of black carbon // Quaternary Geochronology. 2009. Vol. 4. № 2. P. 140–147.

Ascough P.L., Bird M.I., Meredith W., et al. Hydropyrolysis: implications for radiocarbon pretreatment and characterization of black carbon // Radiocarbon. 2010. Vol. 52. № 3. P. 1336–1350.

Bowen J.C., Kaplan L.A., Cory R.M. Photodegradation disproportionately impacts biodegradation of semi-labile DOM in streams // Limnology and Oceanography. 2020. Vol. 65. P. 13–26.

Cory R.M., Kling G.W. Interactions between sunlight and microorganisms influence dissolved organic matter degradation along the aquatic continuum // Limnology and Oceanography Letters. 2018. Vol. 3. P. 102–116.

Drozdova O.Yu., Aleshina A.R., Tikhonov V.V., et al. Coagulation of organo-mineral colloids and formation of low molecular weight organic and metal complexes in boreal humic river water under UV-irradiation // Chemosphere. 2020. Vol. 250. P. 126216.

Kara F., Adigüzel D., Atmaca U., et al. Characterization and kinetics analysis of the thermal decomposition of the humic substance from hazelnut husk // Turkish Journal of Chemistry. 2020. Vol. 44. P. 1483-1494.

Kolokassidou C., Pashalidis I., Costa C.N., et al. Thermal stability of solid and aqueous solutions of humic acid // Thermochimica Acta. 2007. Vol. 454. P. 78–83.

Mazoyer F., Laurion I., Rautio M. The dominant role of sunlight in degrading winter dissolved organic matter from a thermokarst lake in a subarctic peatland // Biogeosciences. 2022. Vol. 19. P. 3959–3977.

Sheng G.-P., Zhang M.-L., Yu H.-Q. A rapid quantitative method for humic substances determination in natural waters // Analytica Chimica Acta. 2007. Vol. 592. Iss. 2. P. 162–167.

Ward C.P., Nalven S.G., Crump B.C., et al. Photochemical alteration of organic carbon draining permafrost soils shifts microbial metabolic pathways and stimulates respiration // Nature Communications. 2017. Vol. 8. P. 1–7.

Статья поступила в редакцию 11.03.2024,
одобрена после рецензирования 21.03.2024,
принята к публикации 25.10.2024

УЧРЕДИТЕЛИ

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Н.Н. ЕРЕМИН — главный редактор, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — ответственный секретарь, доктор геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
Р.В. ВЕСЕЛОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. КУВШИНОВ — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
ПЕНДА ЧЖАО — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета, профессор Китайского университета наук о Земле
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
СЭНЖЕНГ ЛИ — профессор Университета океанологии Китая
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Р. ФОГЛЕР — профессор Даремского университета
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

Адрес редакции:

e-mail: vmu_red@mail.ru

Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.

Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.

Подписано в печать 25.10.2024. Формат $60\times90^{1}/_{8}$.
Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.
Усл. печ. л. 22,5. Уч.-изд. л. 15,2. Тираж экз.
Изд. № 12624. 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»)

ISSN 0201–7385. ISSN 0579–9406.
ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4. ГЕОЛОГИЯ. 2024. № 5. 1–180