

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СИБИРИ

№ 1(49) ♦ 2022 Январь март

ISSN 2078-0575

ЕЖЕКВАРТАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Главный редактор – Акад. РАН М. И. Эпов (Новосибирск) Редакционная коллегия

Свиньин В. Ф., отв. редактор, зам. гл. редактора (Новосибирск) Афанасенков А. П., д.г.-м.н. (Москва) Брехунцов А. М., д.г.-м.н. (Тюмень)

Варламов А. И., д.г.-м.н. (Москва) Герт А. А., д.э.н. (Новосибирск) Жаркова В., д.ф.-м.н., проф. (Ньюкасл, Великобритания)

Зайнидинов Х., д.т.н. (Ташкент, Узбекистан)

Конторович А. Э., акад. РАН (Новосибирск)

Крюков В. А., акад. РАН (Новосибирск) Мельников Н. В., д.г.-м.н. (Новоси-

- бирск) Похиленко Н. П., акад. РАН (Новоси-
- бирск) Птицын А. Б., д.г.-м.н. (Чита) Сейфуль-Мулюков Р. Б., д.г.-м.н., проф.
- (Москва) Собисевич А. Л. чл.-кор. РАН (Москва)
- Тригубович Г. М., д.т.н., проф., зам. гл. редактора (Новосибирск)
- Шацкий В. С., акад. РАН (Новосибирск) Шин Е. Ч., проф. (Инчхон, Республика Корея)

Редакционный совет

Алексеев Г. Ф., к.т.н. (Кемерово) Бакиев С., д.г.-м.н., проф. (Ташкент, Узбекистан)

Будников И. В., к.г.-м.н. (Новосибирск)

- Васильев В. И., к.г.-м.н. (Иркутск) Гармаев Е. Ж., чл.-кор. РАН (Улан-Удэ) Глинских В. Н., чл.-кор. РАН (Новоси-
- бирск) Девятов В. П., д.г.-м.н. (Новосибирск)
- Ефимов А. С. (Новосибирск)
- Жуков К. А., к.э.н. (Новосибирск) Клишин В. И., чл.-кор. РАН (Кемерово)
- Конторович В. А., чл.-кор. РАН (Новосибирск)
- Ларичев А. И., к.г.-м.н. (Санкт-

Петербург) *Мигурский А. В.,* д.г.-м.н. (Новосибирск)

Поляков А. А. (Москва) Сальников А. С., д.г.-м.н. (Новоси-

бирск) Смирнов Е. В., к.г.-м.н. (Новосибирск) Смирнов М. Ю., к.г.-м.н. (Москва) Татьянин Г. М., к.г.-м.н. (Томск)

Филипцов Ю. А., д.г.-м.н. (Красноярск) Черных А. И., к.г.-м.н. (Москва) Шиганова О. В., к.г.-м.н. (Новосибирск)

Эдер Л. В., д.э.н. (Москва)

Редакция

Воронина Т. А. . Изотова Е. С. Карпунин А. Г.

Адрес редакции: 630091, Новосибирск, Красный проспект, 67 Тел./факс (383) 230-94-05 E-mail: journal@sniiggims.ru www.jourgimss.ru

Содержание

Региональная геология, стратиграфия, тектоника В. М. Подобина. Новые сведения по биостратиграфии и фораминиферам туронского яруса Западной Сибири 3 Г.Г.Русанов, О.Б.Кузьмина, М.В.Михаревич. Результаты ревизии основных обнажений кошагачской свиты (верхний олигоцен – нижний – средний миоцен) в Самахинско-Джазаторском понижении на юго-востоке Горного Нефтегазовая геология А. К. Битнер, Д. О. Гафуров, О. М. Гафуров, Н. В. Мышевский, Е. В. Теменёва, А. О. Гафуров, А. В. Самков. Перспективы нефтегазоносности Чулаканской Ю. И. Прейс, Г. А. Леонова, А. Е. Мальцев. Стратиграфия и динамика аккумуляции торфа и углерода на рямах Барабинской лесостепи в голоцене (Западная Сибирь)...... 36 С.И.Голышев, П.Н.Соболев, Н.Л.Падалко, С.И.Дыхан, П.Ф.Яворов, М. И. Праздничных, Е.В. Черников. Изотопно-геохимические исследования потенциально нефтегазопроизводящих отложений рифея юго-востока Сибирской платформы...... 48 Геофизика, геофизическое приборостроение А. П. Оболкин, В. С. Ситников, М. И. Слепцова, Р. Ф. Севостьянова. Изучение возможного проявления в сейсмическом волновом поле Южно-Анюйской сутуры в основании Тастахского прогиба северо-востока Якутии 57 Р. В. Груздев, Д. Ю. Константинов, В. В. Ромашко. Опытно-методические работы по измерению значений силы тяжести и ее вертикального градиента63 А.П. Федянин. Способ вычисления аномалий силы тяжести относительно М. И. Эпов, В. Н. Глинских, М. Н. Никитенко, К. В. Сухорукова, А. М. Петров, Д. И. Горносталев, И. В. Михайлов. Межскважинное импульсное электромагнитное просвечивание баженовской свиты из нижнемеловых и верх-Минерагения, рудные и нерудные месторождения ſ

П. П. Сафронов, Н. В. Моисеенко. Серебряная минерализация Хорогочинско-	
го коренного источника (Становая гранит-зеленокаменная область, Верх-	
нее Приамурье)	80
Гидрогеология, геоэкология и мониторинг геологической среды	
Б.И. Туляганов. Основные задачи и требования к геоэкологически безопас-	
ному захоронению попутных вод в глубокие горизонты	92



GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF SIBERIA

QUARTERLY SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL

Editor Acad. RAS M.I.Epov (Novosibirsk)

Editorial board:

Svinyin V.F., executive editor, associated editor, Novosibirsk Afanasenkov A.P. (Mocsow) Brekhuntsov A.M., DSc (Tyumen) Gert A.A., DSc (Novosibirsk) Kontorovich A.E., acad. RAS (Novosibirsk) Kryukov V. A., acad. RAS (Novosibirsk) Melnikov N.V., DSc (Novosibirsk) Pokhilenko N.P., acad. RAS (Novosibirsk) Ptitsyn A.B., DSc (Chita) Shatskiy V. S., acad. RAS (Novosibirsk) Shin E.Ch., PhD, prof. (Incheon, Republic of Korea) Seiful'-Mulyukov R.B., DSc, prof. (Moscow) Sobisevich A. L., corr. memb. RAS (Moscow) Trigubovich G.M., DSc, prof., associated editor (Novosibirsk) Varlamov A.I., DSc (Moscow) Zainidinov Kh., DSc (Tashkent, Uzbekistan) Zharkova V., DSc, prof. (Newcastle, United Kingdom) Editorial council: Alekseev G.F., PhD (Kemerovo) Bakiyev S., DSc, prof. (Tashkent, Uzbekistan) Budnikov I.V., PhD (Novosibirsk) Chernykh A.I., PhD (Moscow) Devyatov V.P., DSc (Novosibirsk) Eder L. V., DSc (Moscow) Efimov A.S. (Novosibirsk) Filiptsov Yu.A., DSc (Krasnoyarsk) Garmayev Ye.Zh., corr. memb. RAS (Ulan-Udé) Glinskikh V.N., corr. memb. RAS (Novosibirsk) Klishin V.I., corr. memb. RAS (Kemerovo) Kontorovich V.A., corr. memb. RAS (Novosibirsk) Larichev A.I., PhD (St. Petersburg) Migurskiy A.V., DSc (Novosibirsk) Migurskiy A.V., DSC (NoVosibirsk) Polyakov A. A. (Moscow) Salnikov A. S., DSc (Novosibirsk) Shiganova O.V., PhD (Novosibirsk) Smirnov E.V., PhD (Novosibirsk) Smirnov M.Yu., PhD (Moscow) Tatyanin G.M., PhD (Tomsk) Vasilyev V.I., PhD (Irkutsk) Zhukov K.A., PhD (Novosibirsk)

Editorial staff

Voronina T.A. Izotova E.S. Karpunin A.G.

> 630091, Novosibirsk, Russia Krasny prospect, 67 Tel./fax +7 (383) 230-94-05 E-mail: journal@sniiggims.ru www.jourgimss.ru

Content

Regional Geology, Stratigraphy, Tectonics

<i>V. M. Podobina</i> . New data on biostratigraphy and foraminifera of the Turonian stage of West Siberia
<i>G. G. Rusanov, O. B. Kuzmina, M. V. Mikharevich.</i> Revision results for the main outcrops of the Koshagachskaya Formation (Upper Oligocene – Lower – Middle Miocene) in the Samakha-Dzhazator Depression in the south-east of Gorny Altai
Petroleum GeologyA. K. Bitner, D. O. Gafurov, O. M. Gafurov, N. V. Myshevsky, E. V. Temenyova,A. O. Gafurov, A. V. Samkov. Hydrocarbon prospects of the Chulakanskaya areain the Kranoyarsk Territory according to geochemical data26Yu. I. Preys, G. A. Leonova, A. E. Maltsev. Stratigraphy and dynamics of peat andcarbon accumulation on the riams of the Baraba forest-steppe in the Holocene(West Siberia)36S. I. Golyshev, P. N. Sobolev, N. L. Padalko, S. I. Dykhan, P. F. Yavorov, M. I. Prazd-
nichnykh, E. V. Chernikov. Isotopic and geochemical survey of potentially oil-and- gas source deposits of the Riphean in the South-East of the Siberian Platform 48
 Geophysics, Geophysical Industry A. P. Obolkin, V. S. Sintnikov, M. I. Sleptsova, R. F. Sevostyanova. Study of possible manifestation of the South Anyuy Suture in the seismic wave field at the base of the Tastakh Trough in the Northeastern Yakutia
Minerogenesis, ore and non-metallic mineral resources P. P. Safronov, N. V. Moiseenko. Silver mineralization of the Khorogochi mother lode (Stanovaya granite-greenstone area, Upper Amur region)
Hydrogeology, Geoecology and Monitoring of the Geological Environment <i>B. I. Tulyaganov.</i> Main tasks and requirements to geoecological safe disposal of associated waters to deep horizons
Our authors 100

УДК 562:551.763.3 (571.1)

НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ И ФОРАМИНИФЕРАМ ТУРОНСКОГО ЯРУСА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В. М. Подобина

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

В северном палеобиогеографическом районе Западной Сибири исследованы новые разрезы турона – верхнего яруса среднего отдела меловой системы. В разрезе кузнецовского горизонта, относимого к турону, установлены два широко распространенных комплекса фораминифер: нижний с *Gaudryinopsis* angustus и верхний с *Pseudoclavulina hastata*. Новые данные по верхней половине кузнецовского горизонта с верхним комплексом дали возможность уточнить положение пограничных слоев среднего мела с верхним (коньяк – маастрихт) отделом меловой системы.

Ключевые слова: фораминиферы, турон, новые разрезы, северный палеобиогеографический район, Западно-Сибирская провинция.

NEW DATA ON BIOSTRATIGRAPHY AND FORAMINIFERA OF THE TURONIAN STAGE OF WEST SIBERIA

V. M. Podobina

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

The northern paleobiogeographic region of West Siberia is characterized by studied new sections of the Turonian – the Upper stage of the Middle series of the Cretaceous System. Two widespread foraminifera complexes have been determined in the section of the Kuznetsovsky Horizon, attributed to the Turonian: the lower one with *Gaudryinopsis angustus* and the upper one with *Pseudoclavulina hastata*. New data on the upper half of the Kuznetsovsky Horizon with the second of these foraminifera complexes offered an opportunity to clarify the position of the boundary layers of the Middle Cretaceous with the Upper (Coniac-Maastricht) series of the Cretaceous System.

Keywords: foraminifera, the Turonian, new sections, northern paleobiogeographical region, West Siberian province.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-1-3-13

Туронский ярус, по данным автора, установлен как верхнее подразделение среднего отдела меловой системы [10]. Подобного мнения придерживаются также ученые Великобритании [18]. Выделение среднего мела (апт – альб – сеноман – турон) в Западной Сибири обосновывается однообразием систематического состава фауны, в частности фораминифер, а также сходством терригенных темно- и сероцветных пород, состоящих из переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников (викуловский, ханты-мансийский, уватский, кузнецовский горизонты), которые автор выделяет как покурский надгоризонт. Верхняя часть последнего – более однообразные темно-серые и серые глины, аргиллиты кузнецовской свиты одноименного горизонта относятся к туронскому ярусу. Морские отложения указанного горизонта (турон) в противоположность трем подстилающим отличаются широким развитием по всей Западно-Сибирской провинции и включают повсеместно распространенные комплексы фораминифер. Туронские комплексы, соответствующие, по мнению автора, нижнему и верхнему подъярусам, установлены в кузнецовском горизонте в разрезах многих скважин Западной Сибири [6-11]. В последние годы эти комплексы впервые исследованы в ряде новых разрезов скважин в северном палеобиогеографическом районе (рис. 1).

Кузнецовский горизонт охарактеризован более глинистой частью разреза среднего мела, и в нем автором определены два туронских комплекса фораминифер: Gaudryinopsis angustus (нижний) и Pseudoclavulina hastata (верхний).

На востоке установлены локально распространенные туронские комплексы с секреционно-известковой стенкой – Gaudryinopsis angustus, Neobulimina albertensis (нижний турон) и Pseudoclavulina hastata, Cibicides westsibiricus (верхний турон) [7–9]. Кроме того, в Северном Зауралье (западный район) и в северном районе в нижних слоях изучаемого горизонта обнаружены слои с планктонными фораминиферами (c Hedbergella loetterlei) [10]. Но основными комплексами турона, известными во всех районах Западно-Сибирской провинции, являются два указанных. В разрезе скв. 700 в северном районе при непрерывном отборе образцов из интервала верхнего турона и нижних слоев коньяка отмечается значительный перерыв в осадконакоплении, что подтверждается сравнением комплексов фораминифер данного разреза с фораминиферами из более полных разрезов Омской впадины. Автор предполагает в этом и других разрезах перерыв в осадконакоплении между средним и верхним отделами меловой системы. Западносибирские туронские комплексы сходны с таковыми Канадской провинции [19, 21, 22]. Все эти комплексы относятся к Арктической па-





1— граница Западно-Сибирской равнины; площади с пробуренными скважинами: 2— Южно-Русская, 3— Парусовая, 4— Ван-Еганская, 5— Вынгапуровская, 6— Тазовская и Пурпейская, 7— п-ов Ямал; 8— скважины разной глубины

леобиогеографической области одноименного циркумполярного пояса [5].

Краткие сведения по туронскому ярусу

Туронский ярус в Западной Сибири представлен в основном морскими фациями кузнецовской свиты одноименного горизонта и поэтому повсеместно охарактеризован фауной: преимущественно фораминиферами и реже моллюсками. В северном палеобиогеографическом районе в данной свите также обнаружены фораминиферы.

Впервые, десятилетия тому назад, при исследовании кернового материала скважин северного палеобиогеографического района автор обратила внимание на значительное сходство пограничных сеноманских и туронских фораминифер. Ранее они были обнаружены автором в разрезах нескольких скважин Тазовской и Пурпейской площадей [14]. Исследования сеноман-туронских фораминифер из ряда скважин северного района в последние годы подтвердило их сходство в пределах Западно-Сибирской и Канадской (Северная Аляска, Канада) провинций [19, 21, 22]. В данной статье обобщены эти исследования.

Во всех полученных образцах из разрезов скважин как северного, так и других районов, особенно центрального, туронские комплексы фораминифер состоят в основном из агглютинированных кварцево-кремнистых раковин. В окраинных районах, как указывалось, в комплексах появляются секреционно-известковые раковины в основном родов *Cibicides, Praebulimina, Neobulimina* и др. Следует отметить, что в самых нижних слоях кузнецовской свиты в единичных разрезах (скв. 23 в Северном Зауралье, скв. 1002 на Ван-Еганской площади) известен комплекс планктонных фораминифер с *Hedbergella loerterlei* [10]. В Канадской провинции в туроне (Formation Seabee) прослежены слои с подобными планктонными фораминиферами (Pelagic) [21].

Необходимо указать, что туронские комплексы (кроме Pelagic), в отличие от сеноманских и нижележащих (апт – альб), известны на всей территории Западной Сибири. Туронская бореальная трансгрессия здесь широко распространилась, образованные ею темно-серые и серые плотные глины, аргиллиты кузнецовской свиты представляют собой глинистую покрышку, сохранившую от разрушения промышленные залежи углеводородов в нижележащих породах-коллекторах.

Ранее проведенные исследования комплексов фораминифер показали, что кузнецовская свита имеет в основном туронский возраст и самые нижние слои ипатовской свиты (седельниковский горизонт) также частично относятся к верхам турона. Возможно, выделяемая на западе газсалинская пачка в верхних слоях кузнецовской свиты (поздний турон – коньяк) на востоке соответствует нижней половине алевролито-песчаной ипатовской свиты того же возраста.

По литологическому составу кузнецовская свита латерально неоднородна. В центральном районе это глины серые, зеленовато-серые, буроватые, на отдельных площадях мощностью 8-35 м. Восточнее поселков Новый Васюган и Пудино (восточный район) в свите резко повышается содержание алевролитового и песчаного материалов, мощность увеличивается до 65 м. В этом направлении значительно изменяется и микрофаунистическая характеристика свиты. Если в центральном районе встречены преимущественно агглютинированные кварцевокремнистые фораминиферы, то в окраинных районах кроме них появляются формы с секреционноизвестковой стенкой. Распространение туронских комплексов по разрезу и их систематический состав описывались ранее [6-10, 12]. В кузнецовской свите 3. И. Булатовой в объеме всей свиты выделена одна зона – Gaudryina filiformis [15], но позднее В. М. Подобиной эти слои обособлены только в нижней половине свиты. В верхних слоях количество экземпляров зонального вида Gaudryinopsis angustus Podobina из нижнего комплекса значительно сокращается, что сопровождается увеличением содержания другого характерного вида -Pseudoclavulina hastata (Cushman). Одновременно несколько меняется видовой состав всего комплекса. Появляются другие виды, из которых следует отметить Textularia anceps Reuss, Ammoscalaria antis Podobina, Trochammina arguta Podobina. Наряду с этим некоторые виды, распространенные в более нижних слоях свиты, исчезают или встречаются единично. Так, в этой части разреза кузнецовской свиты реже встречаются Trochammina subbotinae Zaspelova, Ammomarginulina haplophragmoidaeformis (Balakhmatova) и др. Местами сокращается количество всех остальных видов годриинопсисового комплекса, превалируют реофаксы, псаммосферы и псевдоклавулины. Изменяется и облик комплекса: раковины часто становятся более крупными, грубозернистыми, светлыми. В нижней части свиты, где в больших количествах распространены Gaudryinopsis angustus Podobina, раковины более мелкие, мелкозернистые, преимущественно серые и почти все пиритизированные. Здесь выделяется комплекс с Gaudryinopsis angustus (годриинопсисовый), в верхней половине свиты – с Pseudoclavulina

hastata (псевдоклавулиновый). Слои с этими комплексами автором отнесены к нижнему и верхнему турону соответственно. Псевдоклавулиновым слоям, вероятно, соответствует находка позднетуронского *Baculites romanowskii* Archangelsky в пос. Уват. Возраст отложений с годриинопсисовым комплексом датируется ранним туроном на основании сопоставления с таковым Тазовской площади (скв. 3-р), где совместно с *Gaudryinopsis angustus* Podobina встречается *Inoceramus labiatus* (Schlotheim) (определение М. Д. Поплавской).

По данным исследования моллюсков верхняя половина кузнецовской свиты (зона Pseudoclavulina

№ 1(49) ♦ 2022

hastata) предположительно датирована средним и верхним подъярусами туронского яруса [14].

В Северном Зауралье (Западный район) в темно-серых плотных плитчатых глинах скв. 23 (инт. 219,0–207,0 м), выделенных в самых низах кузнецовской свиты, обнаружен комплекс фораминифер, в котором встречены планктонные формы. По находкам последних В. М. Подобиной [9, 10] установлен комплекс с *Hedbergella loetterlei*. Выше по этому разрезу в серых глинах из инт. 199,0–181,0 м определены фораминиферы другого видового состава, образующего основу известного комплекса нижнетуронской зоны – Gaudryinopsis angustus. Подобные раннетуронские планктонные и бентосные формы встречены в северном районе в разрезе Ван-Еганской скв. 1002 (инт. 942,0–938,05 м).

В разное время туронские комплексы фораминифер исследовались В. С. Заспеловой [2], 3. И. Булатовой и др. [5, 17], В. Т. Балахматовой [16], А. И. Еремеевой и Н. А. Белоусовой [1], В. А. Мариновым [14], В. М. Подобиной [6–11].

При сопоставлении туронских фораминифер Западно-Сибирской провинции с одновозрастными видами Канадской можно отметить сходство многих видов. В результате в кузнецовской свите установлены не только общие виды, но и географические подвиды, а также виды-викарианты (заменители) из формации Seabee Северной Аляски [21] и Канады [19, 22].

Сравнение нижнетуронских фораминифер обеих провинций свидетельствует, что этому стратиграфическому уровню соответствуют виды планктонных форм, сходные с таковыми рода *Hedbergella*, и других родов бентосных раковин, обнаруженных в туроне Западной Сибири [4, 10].

Следовательно, анализ туронских комплексов фораминифер Западно-Сибирской и Канадской провинций позволяет выявить значительное сходство между ними. По данным автора, туронские фораминиферы на Северной Аляске приурочены к формации Сиби (Seabee). Среди них обнаружены преимущественно агглютинированные раковины родов Saccammina, Ammodiscus, Haplophragmoides, Ammobaculites, Spiroplectammina, Trochammina, Gaudryina (Gaudryinopsis), Verneuilinoides. В мелководных фациях Канадской провинции, так же как и в Западной Сибири, отмечены Quinqueloculina sphaera Nauss, Praebulimina seabeensis (Tappan), Neobulimina albertensis (Stelck et Wall), Hedbergella loetterlei (Nauss), Heterohelix globulosa (Ehrenberg).

Некоторые виды из турона Канадской провинции являются общими с западносибирскими: Haplophragmoides rota Nauss, H. crickmayi Stelck et Wall, Trochammina wetteri Stelck et Wall и др. Вид Gaudryina (?) irenensis Stelk et Wall викарирует западносибирскому Gaudryinopsis angustus Podobina, вид Trochammina whitingtoni Tappan – T. subbotinae Zaspelova. Кроме того, из форм с секреционно-известковыми раковинами в мелководных фациях общими являются указанные виды.

Материал и методы исследования

За последние годы получен новый фактический материал из отложений турона по отдельным разрезам скважин в пределах северного палеобиогеографического района. Однако учтены и предыдущие исследования из разрезов скважин этого и других районов.

Исследованные автором с 1960-х гг. туронские комплексы фораминифер в пределах почти всей территории Западно-Сибирской провинции прослежены и в северном районе. Однако количество образцов, отобранных из кузнецовского горизонта северного района, было ограниченным – всего около 70 образцов из разрезов скважин Ван-Еганской, Вынгапуровской, Южно-Русской, Парусовой площадей и п-ова Ямал. В основном в разрезах скважин этих площадей установлены преимущественно отложения нижнего турона с известным комплексом фораминифер – Gaudryinopsis angustus. Верхнетуронские отложения с комплексом Pseudoclavulina hastata здесь ранее изучены по небольшому количеству образцов, отобранных главным образом из разрезов скважин Южно-Русской и Вынгапуровской площадей. В результате исследований трех образцов из разрезов Южно-Русской скв. 62 и девяти образцов керна из разреза Вынгапуровской скв. 700 получены новые материалы по позднетуронскому комплексу фораминифер. Систематический состав позднетуронского комплекса из Вынгапуровского разреза более разнообразен по сравнению с таковым из других районов Западно-Сибирской провинции. В разрезе Вынгапуровской скв. 700 отобраны образцы, пограничные между верхнетуронским и низами коньякского яруса, т.е. между темно-серыми аргиллитами кузнецовской свиты и опоками седельниковской. На основании сравнения данного разреза с таковыми Омской впадины в вынгапуровском разрезе выявлен перерыв в осадконакоплении, примерно соответствующий самым верхним слоям турона и низам коньяка (между средним и верхним отделами меловой системы) [13]. Впервые в разрезах Парусовой скв. 1016 и Южно-Русской скв. 62 обнаружен новый вид Asarotammina antisa Podobina и ряд других характерных позднетуронских таксонов.

Автор приводит здесь краткое описание методов изучения фораминифер так, как они изложены в ее монографии [10].

При изучении систематики ископаемых фораминифер можно использовать пять критериев: морфологический, онто-филогенетический, геохронологический, палеогеографический и палеобиогеографический.

Морфологический критерий – определяющий в систематике фораминифер, поскольку исследователь непосредственно наблюдает строение раковин, а также состав и микроструктуру их стенки.

№ 1(49) ♦ 2022 -

Морфологические признаки разного ранга являются ведущими для выделения соподчиненных таксонов и не могут рассматриваться изолированно, без учета направленности их развития (*онто-филогенетический* критерий), изменения морфологических признаков во времени (*геохронологический* критерий) и пространстве (*палеогеографический* критерий). Автор вводит палеобиогеографический критерий для обоснования сходства комплексов фораминифер, а следовательно, и составляющих их таксонов в пределах единых, но разных по размерам и по соподчиненности биохорий (палеобиогеографические подразделения – пояс, область, провинция, район) [13].

Для построения по фораминиферам зональной биостратиграфической схемы среднего мела (как ранее для верхнего мела) [10] использованы четыре основных метода: 1) анализ комплексов фораминифер; 2) создание филогенетических схем; 3) палеобиогеографические исследования; 4) установление ритмостратонов.

Первый метод является одним из ведущих, на нем базируется установление биостратиграфических подразделений, в том числе зональных. В его основе — выделение в разрезе отдельных фораминиферовых комплексов, анализ их систематического состава с учетом количественного содержания экземпляров отдельных видов. В северном районе различающиеся по составу видов комплексы фораминифер стали основой для выделения зональных подразделений, включающих виды-индексы, сходные с таковыми из туронских комплексов центрального и других районов.

Второй метод – создание филогенетических схем по наиболее распространенным в Западной Сибири семействам фораминифер (Haplophragmoididae, Textulariidae, Ataxophragmiidae) [6–9].

Третий метод – палеобиогеографические исследования. В бассейнах Арктической области бентосные фораминиферы образуют две группы: западносибирскую и канадскую (комплексы фораминифер Северной Аляски и Канады). Сходство фораминиферовых сообществ указанных групп на родовом и видовом уровнях и преобладание среди них агглютинированных форм дают основание предполагать, что эта фауна существовала также в центральном районе Арктического бассейна и затем распространилась в более низкие широты. Для эпиконтинентальных бассейнов Западно-Сибирской провинции характерно широкое развитие агглютинированных фораминифер, что обусловлено беспрепятственной их миграцией из Арктического бассейна.

Четвертый метод – установление ритмостратонов. В северном районе Западно-Сибирской провинции на протяжении среднего мела, в том числе турона, развивались преимущественно бентосные фораминиферы. Они чутко реагировали на малейшие изменения физико-географических и биономических условий среды обитания и поэтому являются ценными показателями таких изменений. Изучение ритмичности в распределении фораминифер по разрезу среднего мела с выделением ритмостратонов основано на количественном и таксономическом содержании фораминифер и особенностях трансгрессивно-регрессивных циклов бассейна, взаимосвязанных с тектоническим режимом территории. (колымская фаза киммерийской эпохи тектогенеза). Это дало возможность более детально стратифицировать разрез туронского яруса, выделяя местные биостратиграфические (фораминиферовые) зоны [11, 12].

Результаты исследований

На Ван-Еганской площади изучены образцы керна из разрезов скважин 1002 и 2031, в которых обнаружены фораминиферы двух широко распространенных туронских комплексов: *Gaudryinopsis angustus* (нижний турон) и *Pseudoclavulina hastata* (верхний турон). Вмещающие породы – темно-серые аргиллиты с прослоями серых алевролитов кузнецовской свиты одноименного горизонта. В разрезах скважин Малыгинской 50 и Западно-Тамбейской 124 (п-ов Ямал) исследованы фораминиферы только раннетуронского комплекса с *Gaudryinopsis angustus*, так как на этих площадях вскрыты нижние слои свиты.

В разрезе Вынгапуровской скв. 700 обнаружены фораминиферы верхнего турона, пограничного с вышележащим коньякским ярусом (начало верхнего отдела меловой системы: коньяк – маастрихт). На Южно-Русской площади в разрезе скв. 62 получены туронские комплексы фораминифер разнообразного состава и относительно хорошей сохранности. В разрезе Парусовой скв. 1016 также найдены туронские фораминиферы.

Фораминиферы в этих разрезах в основном агглютинированные кварцево-кремнистые с мелко- и среднезернистой стенкой раковины, хорошей сохранности.

Туронский ярус, K₂t Нижний подъярус, K₂t₁ Зона Gaudryinopsis angustus

В разрезе Ван-Еганской скв. 1002 в одном образце из инт. 942,15–941,15 м (гл. 942,0 м – кузнецовская свита) исследованы немногочисленные фораминиферы раннетуронского комплекса с *Hedbergella loetterlei*. В комплексе, кроме вида-индекса, определен еще один вид – *Hedbergella delriensis* (Carsey), преобладающий по количеству экземпляров. Слои с этим комплексом из кузнецовской свиты соответствуют слоям с комплексом *Pelagic* (формация Seabee) на Северной Аляске [21]. Это планктонные фораминиферы, относящиеся к нижнему турону.

Во втором разрезе (Ван-Еганская скв. 2031) также в одном образце из нижних слоев кузнецов-

ской свиты (инт. 937,3–936,3 м, гл. 936,56 м), определены фораминиферы раннетуронского комплекса с *Gaudryinopsis angustus*. Фораминиферы – агглютинированные, кварцево-кремнистые раковины с мелко- и среднезернистой стенкой. В составе комплекса определены виды *Reophax inordinatus* Young, *Saccammina micra* Bulatova, *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *Labrospira collyra* (Nauss), *L. fraseri* (Wickenden) *stata* Podobina, *Haplophragmoides rota* Nauss *sibiricus* Zaspelova, *H. crickmayi* Stelck et Wall, *Recurvoidella sewellensis* (Olsson) *parvus* (Belousova), *Ammobaculites agglutinoides* Dain, *Trochammina wetteri* Stelck et Wall, *Gaudryinopsis angustus* Podobina.

В разрезе скв. 1002 в отличие от скв. 2031 в нижней части кузнецовской свиты (гл. 942,5 м) прослеживаются указанные слои с Hedbergella loetterlei (рис. 2). Новый фактический материал по разрезам Ван-Еганской площади дал возможность сравнить выделенные туронские виды фораминифер северного района с таковыми из расположенных южнее районов Западно-Сибирской провинции [13, 20], а также с одновозрастными фораминиферами Канадской.

В разрезе Южно-Русской скв. 62 в двух образцах (гл. 917,35 и 900,40 м) в зеленовато-серых глинах нижних слоев кузнецовской свиты обнаружены фораминиферы и многочисленные спикулы губок. Раковины в этих образцах недостаточно хорошей сохранности. Обобщенный комплекс определимых видов фораминифер следующий: *Rizammina indivisa* Brady, *Psammosphaera laevigata* White, *Ammodiscus* cf. *cretaceus* (Reuss), *Labrospira* cf. *collyra* (Nauss), *Haplophragmoides* cf. *rota* Nauss *sibiricus* Zaspelova, *H.* aff. *crickmayi* Stelck et Wall, *Ammomarginulina* cf. *haplophragmoidaeformis* (Balakhmatova), *Ammobaculites* cf. *agglutinoides* Dain, *Trochammina* cf. *wetteri* Stelck et Wall, *T. subbotinae* Zaspelova, *T.* sp. indet., *Gaudryinopsis* cf. *angustus* Podobina (табл. I–IV).

Сведения по фораминиферам и биостратиграфии кузнецовской свиты (горизонта) ранее приводились по разрезу скв. 1016 Парусовой площади [12] (табл. I).

Исследованы раннетуронские комплексы фораминифер из кузнецовской свиты двух разрезов скважин — Малыгинской 50 и Западно-Тамбейской 124 на п-ове Ямал. В пяти образцах темно-серых плотных аргиллитов скв. 50 из нижних слоев кузнецовской свиты обнаружен комплекс фораминифер с *Gaudryinopsis angustus*, слои с которым выделены в одноименную микрофаунистическую зону. Подробные сведения по этому разрезу приведены ранее [10].

В одном образце из разреза Западно-Тамбейской скв. 124 на п-ове Ямал (гл. 990,2 м), отобранном из темно-серых аргиллитов с прослоями серых алевролитов и светло-серых песчаников кузнецовской свиты, также определены характерные для раннего турона фораминиферы комплекса с Gaudryinopsis angustus [10].

Примерно сходный видовой состав раннетуронских фораминифер обнаружен в разрезах

ŭ							
	tpyc	онт	на, м	Литологическая	ца, м	Форами	иниферы
Apyc	Подъя	Гориз	Глуби	колонка (глины)	Грани	Зоны и слои	Характерные виды
Турон	Верхний	ецовский	932 — 936 —		—934,6	Зона Рseudoclavulina hastata	Lituotuba confusa (Zaspelova), Labrospira collyra (Nauss), Haplo- phragmoides crickmayi Stelck et Wall, Ammoscalaria antis Podobina, Trochammina arguta Podobina,
	Тиж.	Кузн	940 —		938,5. 942.0	Слои c Hedbergella loetterlei	Pseudoclavulina hastata (Cushman) Hedbergella delrioensis (Carsey), Hedbergella loeterlei (Nauss)

б

№ 1(49) ♦ 2022

	tpyc	онт	на, м	Литологическая	ца, м	Фораминиферы		
Apyc	Подъя	Гориз	Глуби	колонка (глины)	Грани	Зоны	Характерные виды	
Турон	Верхний	знецовский	930 —		—929,5	Pseudoclavulina hastata	Lituotuba confusa (Zaspelova), Labrospira collyra (Nauss), Ammo- scalaria antis Podobina, Pseudo- clavulina hastata (Cushman),	
	Ниж	K	935 —		934,9 936,5	Gaudryinopsis angustus	Gaudiyinopsis angustus Podobiba	

Рис. 2. Литология, зоны, слои и виды фораминифер турона разрезов Ван-Еганских скв. 1002 (а) и скв. 2013 (б)



скважин как северного, так и других палеобиогеографических районов Западно-Сибирской провинции.

Как видно из приведенных списков видов, почти третья часть из них выделена американскими учеными. Подобные виды обнаружены в туронских отложениях Канадской провинции (Северная Аляска, формация Seabee) [21] и Канады [22], относящихся, как указывалось, вместе с подобными фораминиферами Западно-Сибирской провинции к Арктической палеобиогеографической области одноименного циркумполярного пояса.

Далее приведены новые данные по верхней половине кузнецовской свиты (горизонта). Эта часть разреза является пограничной между средним и верхним (коньяк – маастрихт) отделами меловой системы [3, 10, 13].

Верхний подъярус, $K_2 t_2$ Зона Pseudoclavulina hastata

пяти образцах разреза Ван-Еганской В скв. 1002 из инт. 938,5-934,4 м, обнаружены фораминиферы позднетуронского комплекса с Pseudoclavulina hastata. Они хорошей сохранности, обладают агглютинированной, кварцево-кремнистой, мелко-, среднезернистой стенкой. Вмещающие породы – темно-серые аргиллиты с тонкими прослоями серых алевролитов кузнецовской свиты. В составе сводного комплекса из пяти образцов определены виды Psammosphaera laevigata White, Ammodiscus cretaceous (Reuss), Lituotuba confusa (Zaspelova), Labrospira fraseri (Wickenden) stata Podobina, L. collyra (Nauss), Haplophragmoides rota Nauss sibiricus Zaspelova, H. crickmayi Stelck et Wall, Ammoscalaria antis Podobina, Pseudoclavulina hastata (Cushman), Trochammina wetteri Stelck et Табл. І. Комплекс фораминифер с Gaudryinopsis angustus (Западная Сибирь, Парусовая площадь, скв. 1016, гл. 1016,65 м; кузнецовский горизонт, туронский ярус, нижний подъярус

1 – Labrospira fraseri (Wickenden) stata Podobina; 2 – L. collyra (Nauss); 3 – Haplophragmoides rota Neuss sibiricus Zaspelova; 4 – Asarotammina antisa Podobina; 5–6 – Haplophragmium incomprehensis (Ehremeeva); 7–12 – Trochammina wetteri Stelck et Wall; 13 – T. subbotinae Zaspelova; 14–19 – Gaudryinopsis angustus Podobina

Wall, *T. arguta* Podobina, *Gaudryinopsis angustus* Podobina.

В одном образце с гл. 937,10 м отмечен экземпляр вида *Cibicides westsibiricus* (Balakhmatova), характерного для позднетуронского комплекса восточного района Западной Сибири.

Из семи образцов керна разреза Ван-Еганской скв. 2031 из инт. 934,9–929,5 м выделены многочисленные фораминиферы позднетуронского комплекса с *Pseudoclavulina hastata*. Стенка раковин агглютинированная, кварцево-кремнистая, среднезернистая, хорошей сохранности.

Вмещающие породы - темно-серые аргиллиты с прослоями серого алевролита кузнецовской свиты. В составе комплекса определены: Rhizammina indivisa Brady, Psammosphaera fusca (Schultze), P. laevigata White, Hyperammina aptica (Dampel et Mjatliuk), Reophax inordinatus Young, Labrospira collyra (Nauss), Haplophragmoides rota Nauss sibiricus Zaspelova, H. crickmayi Stelck et Wall, Ammoscalaria antis Podobina, Trochammina arguta Podobina, T. wetteri Stelck et Wall, Pseudoclavulina hastata (Cushman). В комплексе появились виды фораминифер, характерные для верхнего турона, – Ammoscalaria antus Podobina, Trochammina arguta Podobina; в комплексе увеличилось количество экземпляров зонального вида-индекса Pseudoclavulina hastata (Cushman). В количественном отношении преобладают виды семейств Haplophragmoididae и Ataxophragmiidae, что указывает на относительно глубокие и благоприятные для фораминифер условия существования в холодноводном бассейне, образованном бореальной трансгрессией [10].

В одном образце из разреза Южно-Русской скв. 62 из верхних слоев кузнецовской свиты (гл. 887,32 м) найдены фораминиферы хорошей № 1(49) ◆ 2022 —



Табл. II. Комплекс фораминифер с Gaudryinopsis angustus (Западная Сибирь, п-ов Ямал, Малыгинская скв. 50, гл. 1074,1 м; кузнецовский горизонт, туронский ярус, нижний подъярус)

1–5 – Labrospira collyra (Nauss); 6–7 – Haplophragmoides rota Nauss sibiricus Zaspelova; 8–10 – H. crickmayi Stelck et Wall; 11–18 – Trochammina wetteri Stelck et Wall; 19–24 – T. subbotinae Zaspelova; 25–31 – Gaudryinopsis angustus Podobina; 32–33 – раковины семейства Trochamminidae

Табл. III. Комплекс фораминифер с *Pseudoclavulina hastate* (Западная Сибирь, Южно-Русская площадь, скв. 62, гл. 887,32 м; кузнецовский горизонт, туронский ярус, верхний подъярус)

1 – Labrospira fraseri (Wickenden) stata Podobina; 2–5 – Labrospira collyra (Nauss); 6–9 – Haplophragmoides rota Nauss sibiricus Zaspelova; 10 – H. sp.; 11 – Ammoscalaria cf. antis Podobina; 12–17 – Trochammina wetteri Stelck et Wall; 18, 19 – T. subbotinae Zaspelova; 20–25 – T. arguta Podobina; 26–29 – Pseudoclavulina hastata Cushman; 30–33 – Gaudryinopsis angustus Podobina

сохранности, спикулы губок и пиритизированные шары. Комплекс фораминифер с *Pseudoclavulina hastata* представлен видами *Psammosphaera laevigata* White, *Labrospira collyra* (Nauss), *L. fraseri* Wickenden *stata* Podobina, *Haplophragmoides rota* Nauss *sibiricus* Zaspelova, *H. crickmayi* Stelck et Wall, *H.* sp. indet., *Ammoscalaria antis* Podobina, *Trochammina wetteri* Stelck et Wall, *T. arguta* Podobina, *T. subbotinae* Zaspelova, *Gaudryinopsis angustus* Podobina, *Pseudoclavulina hastata* (Cushman).

Раковины фораминифер агглютинированные, кварцево-кремнистые, хорошей сохранности. Преобладают в комплексе представители родов Labrospira, Haplophragmoides и Pseudoclavulina. Из



них, кроме зонального, для верхнего турона Западной Сибири характерны виды Ammoscalaria antis Podobina и Trochammina arguta Podobina. Подобный комплекс фораминифер типичен для верхнего турона (верхние слои кузнецовской свиты) Западно-Сибирской и Канадской провинций.

В отложениях кузнецовской свиты разреза Вынгапуровской скв. 700 (гл. 966,81 и 966,07 м) из двух образцов отобран разнообразный комплекс фораминифер, в котором выделены агглютинированные кварцево-кремнистые раковины фораминифер хорошей сохранности. Вмещающие породы верхних слоев кузнецовской свиты состоят, как обычно, из темно-серых глин. Но, по-видимому, самые верхние опесчаненные слои кузнецовской свиты, известные в Омской впадине и местами в Зауралье, здесь отсутствуют [10, 13] (см. табл. III).

При сравнении исследуемого комплекса с указанными позднего турона можно отметить, что вынгапуровский отличается бо́льшим видовым разнообразием и лучшей сохранностью раковин. Характерные для позднего турона виды *Ammoscalaria antis* Podobina и *Trochammina arguta* Podobina в вынгапуровском комплексе довольно представительны (до 15 экз. на 100 г породы). Можно предположить, что морской бассейн, в котором обитали указанные позднетуронские виды в пределах этой площади, был относительно глубоководным, расположенным над Уренгойско-Колтогорским мегапрогибом, с четко выраженной восстановительной обстановкой среды обитания организмов.

Выводы

Кузнецовский горизонт является глинистой покрышкой, сохранившей от разрушения уникальные Табл. IV. Комплекс фораминифер с *Pseudoclavulina hastate* (Западная Сибирь, Вынгапуровская площадь, скв. 700, гл. 966,81 м; кузнецовский горизонт, туронский ярус, верхний подъярус) Nº 1(49) ♦ 2022

1 – Psammosphaera laevigata White; 2 – Saccammina complanata (Franke); 3–7 – Labrospira c ollyra (Nauss); 8–15 – Haplophragmoides crickmayi Stelck et Wall; 16 – H. rota Nauss sibiricus Zaspelova; 17 – Ammoscalaria antis Podobina; 18 – Trochammina arguta Podobina; 19 – T. wetteri Stelck et Wall; 20 – Milliammina manitobensis Wickenden; 21–22 – Pseudobolivina contorta Bulatova; 22–29 – Pseudoclavulina hastata (Cushman); 30–32 – Gaudryinopsis angustus Podobina

залежи углеводородов в нижележащих отложениях в северном палеобиогеографическом районе, поэтому изучение его биостратиграфии представляет большое значение. Этому способствует то, что повсеместно, в том числе и в северном районе, распространены фораминиферы, являющиеся одной из основных групп палеонтологических остатков. В исследованных единичных образцах из разреза Ван-Еганской скв. 1002 установлены два комплекса фораминифер, нижний (Hedbergella loetterlei) раннетуронский из нижних слоев кузнецовского горизонта. Вышележащий комплекс с G. angustus здесь отсутствует. Второй комплекс в этом разрезе -Pseudoclavulina hastata из верхних слоев кузнецовского горизонта, возможно, позднетуронского возраста. Слои с комплексами Gaudryinopsis angustus и Pseudoclavulina hastata повсеместно установлены в кузнецовскомгоризонте как микрофаунистические (фораминиферовые) зоны.

Позднетуронский комплекс фораминифер с *Pseudoclavulina hastata* в последнее время дополнительно изучен в разрезах Южно-Русской скв. 62 и Вынгапуровской скв. 700. Особенно он интересен систематическим разнообразием в разрезе скв. 700, где отмечено, кроме *Asarotammina antisa* Роdobina, присутствие характерных для позднего турона *Ammoscalaria antis* Podobina и *Trochammina arguta* Podobina.

Раковины туронских комплексов фораминифер из разрезов скважин площадей северного района в основном хорошей сохранности с характерными видами, в том числе видами-индексами Gaudryinopsis angustus Podobina и Pseudoclavulina hastata (Cushman). По количеству экземпляров преобладают представители отряда Ataxophragmiida. Это указывает на благоприятный гидрологический режим морского бассейна (достаточная глубина, температура, соленость, газовый состав), что связано с углублением и расширением туронской бореальной трансгрессии. Данная трансгрессия в отличие от апт-сеноманской распространилась почти на всю территорию Западной Сибири, что способствовало расцвету указанных комплексов, вмещающих характерные для кузнецовского горизонта туронские виды фораминифер.

Наиболее детально изучены пограничные слои в разрезе Вынгапуровской скв. 700 между темно-серыми глинами кузнецовского (зона с *Pseudoclavulina hastata*) и светло-серыми опоками низов седельниковского горизонтов или на рубеже среднего и верхнего (коньяк – маастрихт) отделов меловой системы. Здесь отмечен перерыв в осадконакоплении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Еремеева А. И., Белоусова Н. А.** Стратиграфия и фауна фораминифер меловых и палеогеновых отложений восточного склона Урала, Зауралья и Северного Казахстана // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 9. – М., 1961. – С. 3–189, 38 палеонт. табл.

2. Заспелова В. С. Фораминиферы верхнеюрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности // Микрофауна СССР. Сб. 1. – М., 1948. – С. 189–210, 3 палеонт. табл.

3. Наливкин Д. В. Проблемы перерывов. Этюды по стратиграфии. – М.: Наука, 1974. – С. 10–21.

4. Подобина В. М. Новые сведения по биостратиграфии и фораминиферам турона Западной Сибири // Вестн. ТГУ. – 2012. – № 364. – С. 81–184, 4 палеонт. табл.

5. Подобина В. М. Палеобиогеографическое районирование средне- и позднемеловых бассейнов Западной Сибири и других акваторий Северного полушария (по данным изучения фораминифер). – Томск: ТГУ, 2021. – 184 с.

6. Подобина В. М. Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. – Томск: ТГУ, 2009. – 430 с., 73 палеонт. табл.

7. **Подобина В. М.** Фораминиферы верхнего мела Западно-Сибирской низменности. – М.: Наука, 1966. – 148 с., 19 палеонт. табл.

8. Подобина В. М. Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. – Томск: Изд-во унта, 1975. – 163 с., 40 палеонт. табл.

9. Подобина В. М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. – Томск: НТЛ, 2000. – 388 с., 80 палеонт. табл.

10. Подобина В. М. Фораминиферы и биостратиграфия среднего мела Западной Сибири. – Томск: Изд. дом ТГУ, 2018. – 138 с., 25 палеонт. табл., 28 фиг.

11. Подобина В. М. Фораминиферы и зональная стратиграфия верхнего мела Западной Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 1989. – 175 с., 35 палеонт. табл.

12. Подобина В. М., Таначева М. И. Стратиграфия газоносных верхнемеловых отложений северовосточных районов Западно-Сибирской низменности // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 2. – Томск: ТГУ, 1967. – С. 89–99.

13. Подобина В. М., Татьянин Г. М. Пограничные отложения турона-коньяка Западной Сибири по данным изучения фораминифер // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2021. – № 2 (45). – С. 25–31, 2 палеонт. табл.

14. **Стратиграфия** нижнего и среднего турона (верхний мел) Приенисейской (левобережной) части Западной Сибири по иноцерамам и фораминиферам / В. А. Маринов, С. Е. Агалаков, И. Н. Косенко и др. // Стратиграфия, геологическая корреляция. – 2019. – Т. 27. – № 4. – С. 40–58.

15. **Стратиграфия** мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности / З. И. Булатова, З. А. Войцель, А. Н. Горбовец. – М.: Гостоптехиздат, 1957. – С. 75–84, палеонт. табл. 8–12.

16. **Стратиграфия** и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности / А. Б. Глазунова, В. Т. Балахматова, Р. Х. Липман и др. // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. –1960. – Т. 29. – С. 3–124, 9 палеонт. табл.

17. **Фораминиферы** меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности / под ред. Н. Н. Субботиной. – Л.: Недра, 1964. – 456 с., 66 палеонт. табл. – (Тр. ВНИГРИ; вып. 234).

18. Jarvis I., Leary P. N., Tocher B. A. Mid Cretaceous (Albien – Turonian) stratigraphy of Shapwick Grange Quarry, SE Devon, England // Mesozoic Research. – 1987. – No. I. – P. 119–134.

19. **Nauss A. W.** Cretaceous microfossils of the Vermilion area Alberta // J. Paleontology. – 1947. – Vol. 21, no. 4. – P. 329–343, pls. 48–49.

20. **Podobina V. M.** Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basin based on Foraminifera // Proc. 4th Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera. Spec. Publ. – 1995. – No. 3. – P. 233–247, 5 figs.

21. **Tappan H.** Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. Pt. 3: Cretaceous Foraminifera // U.S. Geol. Survey Prof. Paper. – 1962. – No. 236. – P. 91–209, pls. 29–58.

22. **Wall J.** Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta. – 1967. – Bull. 20. – 185 p., 15 pls.

REFERENCES

1. Ehremeeva A.I., Belousova N.A. [Stratigraphy and fauna of foraminifera of Cretaceous and Paleogene deposits of Eastern Urals slope and Northern Kazakhstan]. *Materialy po geologii i polezhnym iskopaemym Urala* [Materials on Geology and Economic Minerals of the Urals]. Moscow, 1961, issue 9, pp. 3–189, 38 pls. (In Russ.).

№ 1(49) ♦ 2022 -

2. Zaspelova V.S. [Foraminifers from the Upper Jurassic and Cretaceous beds of the West Siberian Lowland]. *Mikrofauna SSSR. Sbornik 1* [Microfauna of the USSR. Proceedings 1]. Moscow, 1948, pp. 189–210, 3 pls. (In Russ.).

3. Nalivkin D.V. *Problemy pereryvov. Etudy po stratigrafii* [Problems of breaks. Studies on stratigraphy]. Moscow, Nauka Publ., 1974, pp. 10–21. (In Russ.).

4. Podobina V.M. [Recent data on Turonian biostratigraphy and foraminifers of Western Siberia]. *Vestnik TGU – Tomsk State University Journal*, 2012, no. 364, pp. 181–184, 4 pls. (In Russ.).

5. Podobina V.M. *Paleobiogeograficheskoye rayonirovaniye sredne- i pozdnemelovykh basseynov Zapadnoy Sibiri i drugikh akvatoriy Severnogo polushariya (po dannym izucheniya foraminifer)* [Paleogeographic zoning of Middle and Late Cretaceous basins of West Siberia and other water areas of Northern Hemisphere based on foraminifera studies]. Tomsk, Publishing House of Tomsk State University, 2021. 184 p. (In Russ.).

6. Podobina V.M. Foraminifery i biostratigrafiya verkhnego mela i paleogena Zapadnoy Sibiri [Foraminifera, biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia]. Tomsk, Publishing House of Tomsk State University, 2009. 430 p., 73 pls. (In Russ.).

7. Podobina V.M. *Foraminifery verkhnego mela Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Foraminifera of the Upper Cretaceous of the West Siberian Lowland]. Moscow, Nauka Publ., 1966. 148 p., 19 pls. (In Russ.).

8. Podobina V.M. *Foraminifery verkhnego mela Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Foraminifera of the Upper Cretaceous and Paleogene of the West Siberian Lowland, their importance for stratigraphy]. Tomsk, Publishing House of Tomsk State University, 1975. 163 p., 40 pls. (In Russ.).

9. Podobina V.M. Foraminifery i biostratigrafiya verkhnego mela Zapadnoy Sibiri [Foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk, NTL Publ., 2000. 388 p., 80 pls. (In Russ.).

10. Podobina V.M. Foraminifery i biostratigrafiya srednego mela Zapadnoy Sibiri [Foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous. of Western Siberia]. Tomsk, Publishing House of Tomsk State University, 2018. 138 p., 25 pls. (In Russ.).

11. Podobina V.M. Foraminifery i zonalnaya stratigrafiya verkhnego mela Zapadnoy Sibiri [Foraminifera and zonal stratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk, Publishing House of Tomsk State University, 1989. 175 p., 35 pls. (In Russ.).

12. Podobina V.M., Tanacheva M.I. [Stratigraphy of Gas-Bearing Upper Cretaceous Deposits of North-

Eastern Districts of Western-Siberian Lowland]. *Novyye dannyye po geologii i poleznym iskopaemym Zapad-noy Sibiri. Vyp. 2* [New Data on Geology and Economic Minerals of Western Siberia. Vol. 2]. Tomsk, Publishing House of Tomsk State University, 1967, pp. 89–99. (In Russ.).

13. Podobina V.M., Tatyanin G.M. [Boundary deposits of the Turonian-Coniacian of Western Siberia (According to the foraminifera study data)]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri* – *Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2021, no. 1, pp. 25–31, 2 pls. (In Russ.).

14. Marinov V.A., Agalakov S.E., Kosenko I.N., et al. [Stratigraphy of the Lower and Middle Turonian (Upper Cretaceous) of the Yenisei (left bank) part of West Siberia by inoceramids and foraminifers]. *Stratigrafiya*. *Geologicheskaya korrelyatsiya – Stratigraphy. Geologi cal correlation*, 2019, vol. 27, no. 4, pp. 424–441.

15. Bulatova Z.I., Voitsel Z.A., Gorbovets A.N., et al. *Stratigrafiya mezozoya i kainozoya Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Mesozoic and Cenozoic Stratigraphy of the West Siberian Lowland]. Moscow, Gostoptekhizdat Publ., 1957, pp. 75–84, 8 pls. (In Russ.).

16. Glazunova A.B., Balakhmatova V.T., Lipman R.Kh., et al. [Stratigraphy and fauna of Cretaceous sediments of the West Siberian Lowland]. *Trudy VSEGEI, Novaya seriya* – *VSEGEI Proseeding*, 1960, vol. 29, pp. 23–124, 9 pls. (In Russ.).

17. Subbotina N.N., ed. Foraminifery melovykh i paleogenovykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy nizmennosti [Foraminifera of Cretaceous and Palaegenic Deposits of West-Siberian Lowland]. Leningrad, Nedra Publ., 1964. 456 p., 66 pls. (In Russ.).

18. Jarvis I., Leary P.N., Tocher B.A. Mid Cretaceous (Albien – Turonian) stratigraphy of Shapwick Grange Quarry, SE Devon, England. *Mesozoic Research*, 1987, no. I, pp. 119–134.

19. Nauss A.W. Cretaceous microfossils of the Vermilion area Alberta. *J. Paleontology*, 1947, vol. 21, no. 4, pp. 329–343, pls. 48–49.

20. Podobina V.M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basin based on Foraminifera. *Proc.* 4th *Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera. Spec. Publ.*, 1995, no. 3, pp. 233–247.

21. Tappan H. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. Pt. 3: Cretaceous Foraminifera. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 1962, no. 236, pp. 91–209, pls. 29–58.

22. Wall J. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta. *Res. Council Alberta*, 1967, bull. 20. 185 p., 15 pls.

© В. М. Подобина, 2022

УДК 552.5:551.78 (571.17)

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕВИЗИИ ОСНОВНЫХ ОБНАЖЕНИЙ КОШАГАЧСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ ОЛИГОЦЕН – НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ МИОЦЕН) В САМАХИНСКО-ДЖАЗАТОРСКОМ ПОНИЖЕНИИ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ГОРНОГО АЛТАЯ

Г. Г. Русанов¹, О. Б. Кузьмина², М. В. Михаревич³

¹ОСП «Горно-Алтайская экспедиция», Сибирское производственно-геологическое объединение, Алтайский край, с. Малоенисейское, Россия; ²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука, Новосибирск, Россия; ³Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

Приведены результаты ревизии основных обнажений, а также изучены новые разрезы кошагачской свиты и перекрывающих ее отложений в юго-восточной части Горного Алтая. На основе комплексного исследования (литологический, минералогический, геохимический, палинологический и палеокарпологический анализы) установлена верхняя часть свиты (ранний — средний миоцен) в долине нижнего течения р. Джазатор, а также в Самахинской котловине, в которой исключена из состава свиты верхняя часть разреза Калимкунгей.

Ключевые слова: литология, минеральный состав, микропалеонтология, кошагачская свита, верхний олигоцен, миоцен, Самахинская впадина, Джазаторское понижение, Горный Алтай.

REVISION RESULTS FOR THE MAIN OUTCROPS OF THE KOSHAGACHSKAYA FORMATION (UPPER OLIGOCENE – LOWER–MIDDLE MIOCENE) IN THE SAMAKHA-DZHAZATOR DEPRESSION IN THE SOUTH-EAST OF GORNY ALTAI

G. G. Rusanov¹, O. B. Kuzmina², M. V. Mikharevich³

¹Gorno-Altaiskaya expedition of Siberian Production Geological Association, Maloeniseyskoye village, Altai Kray, Russia; ²A.A.Trofimuk Insitute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russia; ³Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

The revision results for the main outcrops are given, as also new sections of the Koshagachskaya Formation and sediments overlying it are studied in the southeastern part of Gorny Altay. On the ground of a comprehensive study, including lithological, mineralogical, geochemical, palynological and paleocarpological analyses of sediments, the upper part of the Koshagachskaya Formation of the Early – Middle Miocene was identified in the valley of the Dzhazator River lower reaches and in the Samakha basin, where the upper part of the Kalimkungey section was excluded from the formation structure.

Keywords: lithology, mineral composition, micropaleontology, Koshagachskaya Formation, Upper Oligocene, Miocene, Samakha depression, Dzhazator depression, Gorny Altai.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-1-14-25

В юго-восточной части Горного Алтая Южно-Чуйский хребет и плоскогорье Укок разделяет широтно ориентированное неотектоническое Самахинско-Джазаторское понижение (рис. 1). В его западной части (Самахинской впадине) предполагаемая мощность неогеновых и четвертичных отложений оценивается в 150 м. Здесь же ранее были установлены выходы на дневную поверхность нижнемиоценовых угленосных отложений, сопоставляемых с верхней частью кошагачской свиты Чуйской котловины [3]. Эти выходы отражены и на геологической карте м-ба 1:200 000 первого поколения, где датируются олигоценом и миоценом [1]. По результатам геофизических исследований (вертикальное электрозондирование) в Самахинской впадине Л. И. Розенберг [10] подтвердил предположение Е. В. Девяткина о том, что глубина котловины около 150 м, а под толщей ледниковых отложений мощностью 40 м залегают третичные образования.

Восточная часть структуры (собственно Джазаторское понижение) выполнена четвертичными осадками [3]. Геофизические исследования в этой долине показали, что ложе рыхлых пород имеет нормальный профиль, характерный для любой долины; наличие переуглубленных участков не установлено, а новейшие отрицательные структуры отсутствуют [10].

Имеющиеся данные о верхнепалеогеновых и неогеновых отложениях в Самахинской впадине получены более 60 лет назад [4, 12], в то время как в Джазаторском понижении указанные образования впервые установлены лишь в 2011–2013 гг. [5, 9]. Отметим, что в Самахинской впадине бурение скважин до сих пор не проводилось, а на днище Джазаторского понижения (с. Беляши) гидрогеологическая скважина глубиной 120 м не вышла из четвертичных отложений.

В рамках работ по доизучению геологического строения юго-восточной части Горного Алтая нами



Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов кошагачской свиты в Самахинской впадине и в долине р. Джазатор: а — карта-схема Республики Алтай, б — карта-схема Самахинско-Джазаторского понижения

проведена ревизия обнажений кошагачской свиты в Самахинско-Джазаторском понижении. Далее мы приводим основные результаты (литология, палинология, палеокарпология) изучения этих отложений, полученные нами за последние три года.

Общие сведения о кошагачской свите Горного Алтая

Угленосные отложения, развитые в межгорных котловинах на юго-востоке Горного Алтая, выделены в кошагачскую свиту Г. Ф. Лунгерсгаузеном и О. А. Раковец в 1957 г. [3]. В составе свиты описаны коричневато-серые и зеленоватые глины, пески, алевриты с прослоями бурых углей, иногда с сидеритовыми конкрециями. Мощность свиты оценивается в 200–350 м. Кошагачская свита согласно залегает на верхнеолигоценовой карачумской свите, нижний контакт с которой установлен на правобережье р. Чаган-Узун [3].

Согласно проведенным ранее палинологическим исследованиям свиту характеризуют три спорово-пыльцевых комплекса (СПК). Из ее нижней части выявлен СПК с преобладанием пыльцы голосеменных древесных, среди которых ведущую роль играет тсуга, меньше ели и сосны, есть пыльца березы, широколиственных, единичны таксодиевые. Отмечено присутствие таких таксонов, как *Carya, Pterocarya, Nyssa, Myrica, Lyquidambar,* характерных для олигоцена Западной Сибири. Комплекс выделен из кошагачской свиты в Джулукульской котловине [3].

Средняя часть свиты характеризуется так называемым березовым максимумом и вспышкой развития вересковых; в комплексе довольно много пыльцы широколиственных, но исчезают таксодиевые и теплолюбивые широколиственные, типичные для олигоцена. СПК выявлен из кошагачской свиты в Чуйской котловине [3].

Верхнюю часть свиты характеризует темнохвойно-таежный СПК, в котором доминирует пыльца ели, меньше сосны и тсуги; пыльцы березы и вересковых очень мало. СПК выделен из кошагачской свиты в Самахинской впадине [3].

Таким образом, в составе кошагачской свиты выделяют два комплекса растительности: 1) березово-широколиственный с обедненной тургайской флорой, который считается более древним и датируется поздним олигоценом – ранним миоценом, 2) темнохвойно-таежный, более молодой, который относится к раннему – среднему миоцену [3].

В настоящее время в Чуйской и Курайской котловинах Горного Алтая возраст кошагачской свиты в полном объеме по многочисленным споровопыльцевым спектрам, палеокарпологическим комплексам, фауне остракод и положению в разрезе определяется как позднеолигоценовый – раннемиоценовый [2].

Материал и методы

Ряд естественных выходов, относящихся к кошагачской свите, был изучен в Самахинской впадине (точки наблюдения (т. н.) 5000, 5271-1) и в Джазаторском понижении (т. н. 5052, 5090-1, 5226, 5227, 5228, 5327).

Литолого-минералогический и рентгеноструктурный анализы образцов из кошагачской свиты выполнены в лаборатории ТГУ в Центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных сред»; рентгено-флуоресцентный — в лаборатории ВСЕГЕИ.

Палинологическим методом изучены девять образцов: шесть из разреза на руч. Калимкунгей в Самахинской котловине (т. н. 5000), три в Джазаторском понижении (т. н. 5052). Для проведения палинологического анализа образцы были предварительно обработаны по методике, применяемой в лаборатории палеонтологии и стратиграфии мезозоя и кайнозоя ИНГГ СО РАН. Подсчет спор и пыльцы производился до 300 экземпляров при хорошей насыщенности; в случае низкой насыщенности полностью просматривался один препарат (2×2 см), Nº 1(49) ♦ 2022

приготовленный из осадка пробы. При расчете долевого участия палиноморф в спектре за 100 % принималась сумма пыльцы и спор.

Палеокарпологический анализ применялся для двух образцов из кошагачской свиты в Самахинско-Джазаторском понижении (т. н. 5000 и 5052). Такие исследования для данного региона выполнены впервые. Для извлечения карпоидов из породы образцы были обработаны согласно методике, описанной В. П. Никитиным [8].

Самахинская впадина

Впервые выходы угленосных отложений, относимых в настоящее время к кошагачской свите, на юго-востоке Горного Алтая были обнаружены Н. Кошкаревым еще в 1885 г. в двух местах у северной окраины Самахинской впадины. Один из них находится на левом берегу р. Кокса в 0,8 км выше ее устья (т. н. 5271-1, рис. 1, 2).

Е. В. Девяткин [3] упоминает, что в этом обнажении на сильно выветрелые метаморфические сланцы кембрия налегают желтые и светло-серые тонкослоистые плотные аргиллиты с отдельными окремненными горизонтами. Встречаются отдельные прослои темно-бурых плотных глин с углем. Общая мощность угленосных отложений не превышает 5-8 м [3]. Уголь бурый, рыхлый, очень сильно выветрелый, мощность пласта не более 0,5 м. Третичные породы залегают под углом 35-40°. Сверху они перекрыты пролювиальной толщей неопределенного возраста [4]. По данным 3. А. Титовой [12], в этом обнажении вскрыты бурые и зеленоватые глины с прослоями бурого угля мощностью 10-15 м, из которых она выделила пыльцу древесных пород (Picea, Pinus, Tsuga, Betula, Carpinus, Juglans, Carya, Myrica, Ilex, Pterocarya), указывающую на третичный возраст вмещающих отложений.

Полевые наблюдения на этом обнажении летом 2020 г. показали, что в крутом эрозионном



Рис. 2. Обнажение кошагачской свиты на левом берегу р. Кокса (т. н. 5271-1) в 0,8 км выше устья (лето 2020 г.)

обрыве высотой 15 м, интенсивно подмываемом рекой, на выветрелые породы палеозоя налегают отложения кошагачской свиты. Они состоят из переслаивания серых, светло-серых, бурых и желтоватых с зеленоватым оттенком глин с четырьмя прослоями бурых углей мощностью от 0,1 до 1,0 м. Отложения деформированы, круто (под углом 60°) падают на запад. Толща сверху с резким эрозионным контактом перекрыта 5-метровой толщей серых хорошо промытых, рыхлых и сыпучих флювиогляциальных валунных галечников с типично водной укладкой обломков. В восточной части обнажения кошагачская свита уходит под урез реки и срезается 10-метровой террасой.

Второе известное обнажение кошагачской свиты находится на левом берегу р. Аргут в 2-3 км выше устья р. Кокса, где был отмечен пласт бурого угля мощностью до 2 саженей (4,2 м) [4]. В составе этих же отложений В. П. Нехорошев [6, 7] отмечал светлые, зеленоватые, желтые и бурые глины, темно-серые углистые глины, пласт угля мощностью до 2,6 м и слабосцементированные песчаники. Залегание угленосных пород интенсивно нарушено. У контакта глин и песчаников обнаружены хорошо сохранившиеся отпечатки листьев клена, бука и других широколиственных пород, на основании чего отложения были отнесены к неогену. Позднее Ф. Н. Шахов [13] писал, что угленосные толщи в приустьевой части Коксы и на левом берегу Аргута очень сильно размыты, а через 30 лет Е. В. Девяткин [3] отметил, что обнажение на берегу р. Аргут полностью уничтожено эрозией.

Еще один разрез третичных отложений находится у восточного борта Самахинской впадины на абс. выс. 1674 м в правом крутом борту (высотой 50 м) долины руч. Калимкунгей в 300 м выше ее выхода в котловину (т. н. 5000, рис. 3, 4). Впервые он был обнаружен З. А. Титовой в 1954–1955 гг. По ее данным, общая мощность разреза составляет около 60 м, верхние горизонты сложены желтым суглинком, мелкозернистым песком палевого цвета и крупным галечником с включениями валунов. Нижние горизонты разреза состоят из желтого и серого мелко- и крупнозернистого песка, содержащего пыльцу Picea, Pinus, Tsuga, Taxaceae, Betula, Carpinus, Zelcova, Juglans, Carya, Pterocarya, Myrica, Rhododendron третичного возраста [12]. В споровопыльцевых спектрах (СПС) из этих отложений ведущее значение принадлежит ели (25-40%); меньше тсуги (15–25 %) и пихты (до 10 %). Вверх по разрезу отмечено увеличение количество пыльцы сосны (до 50 %). Доля пыльцы широколиственных пород не превышает 7–10 %, а в верхах разреза ее содержание очень незначительно. Пыльцы березы обычно около 10 %, лишь в низах разреза ее доля достигает 50 %.

В 1955 г. этот разрез видимой мощностью 35– 40 м до глубины 19,2 м был вскрыт расчистками и изучен Е. В. Девяткиным; подробное описание



Рис. 3. Фрагмент обнажения кошагачской свиты, вскрытый в одной из расчисток (разрез Калимкунгей, т. н. 5000, слои 8–11)



Рис. 4. Лимонитизированная конкреция сидерита из глин слоя 21 разреза Калимкунгей (т. н. 5000), Самахинская впадина

разреза он впервые привел в геологическом отчете [4], а позднее и в широко известной монографии [3]. В отложениях определены отпечатки листьев *Salix varians* Goeff., дуба, березы и клена, отвечающие широкому возрастному интервалу от олигоцена до плиоцена. По палинологическим данным отложения были сопоставлены с верхами кошагачской свиты Чуйской котловины [3].

В июне 2018 г. верхнюю часть разреза Калимкунгей (т. н. 5000, см. рис. 1) мы вскрыли расчистками (см. рис. 3) и изучили до глубины 18,5 м. По нашим данным, строение разреза несколько отличается от описания, приводимого Е. В. Девяткиным [3]. Здесь вскрыты слои (сверху вниз):

1. Алеврит песчанистый светло-серый	очень
плотный	1,0 м
2. Песок крупнозернистый светло-серы	й пре-
имущественно кварцевый с большим колич	еством
мусковита	0,3 м

Nº 1(49) ♦ 2022

4. Тонкое переслаивание желтовато-коричневых глин и светло-серых мелкозернистых мусковит-кварцевых песков. Толщина глинистых слойков 0,5–2 см, песчаных – не более 0,5 см0,2 м

5. Глина светло-серая, очень плотная, с мелкими чешуйками мусковита, со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью. Толщина слойков 1–10 мм......0,6 м

6. Уголь черно-бурого цвета, рассыпающийся на отдельные пластинки0,1 м

8. Переслаивание светло-серых с легким желтоватым оттенком песчанистых глин и мелкозернистых кварцевых песков. Толщина прослоев 5–10 см0,55 м

9. Глина коричневая неслоистая очень плотная, раскалывающаяся на остроугольные обломки 0,6 м

10. Уголь черного цвета мелкокомковатый легко расслаивается на тонкие пластины, на плоскостях которых встречаются отпечатки растений.......0,5 м

11. Глина коричневая тонколистоватая, с частыми включениями мелких углефицированных растительных остатков0,3 м

12. Глина желтая со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью, с прослоями желтоватых тонкозернистых песков мощностью от 10 до 30 см. В глинах встречаются прослои от 1 до 5 см светло-, голубовато- и зеленовато-серого цвета...... 3,0 м

13. Глина голубовато-серого цвета...... 5,0 м 13. Глина голубовато-серая очень плотная неслоистая массивная......0,4 м 14. Глина темно-коричневая тонколистоватая, насыщенная углефицированными растительными остатками......0,2 м

15. Уголь черного цвета мелкокомковатый легко расслаивается на тонкие пластины, на плоскостях которых встречаются отпечатки растений......0,4 м

16. Глина темно-коричневая тонкослоистая очень плотная с углефицированными растительными остатками......0,3 м 17. Песок тонкозернистый желтовато-зеленоватый плотный неслоистый......0,5 м

18. Глина серая, очень плотная, с неясно выраженной тонкой горизонтальной слоистостью, разбита многочисленными трещинами, круто падающими на запад. По трещинам развита интенсивная лимонитизация......1,0 м

19. Уголь черно-бурого цвета мелкокомковатый, тонкослоистый с мелкими растительными остатками0,2 м

21. Глина коричневая очень плотная тонкослоистая, легко рассыпается на тонкие пластины. В нижней части выделяется красно-бурый слой, пропитанный гидроксидами железа, в котором часто встречаются очень крепкие лимонитизированные конкреции сидерита длиной до 30 см и толщиной до 10 см (см. рис. 4)......2,0 м

22. Песок зеленовато-желтоватый с бурыми пятнами лимонитизации, неслоистый, очень плотный...... видимая, 1,0 м

Ниже до уреза ручья большая часть толщи скрыта под мощным обвально-осыпным шлейфом и недоступна для изучения.

В глинистых прослоях данного разреза (слой 9) содержание глинистой фракции составляет 96,3 %. Для них характерны пониженные концентрации SiO₂ (56,7 %), CaO (0,75 %) и повышенные Al₂O₃ (21,7 %). В этих глинах отсутствуют аутигенные кальцит, доломит и гипс. Лимонитизированные конкреции сидерита (слой 21) отличаются высокими содержаниями Fe₂O₃ (58,8 %), FeO (4,45 %), MnO (0,85 %) и очень низкими – остальных породообразующих окислов. По результатам рентгеноструктурных анализов глины разреза Калимкунгей представлены гидрослюдой (35 %), хлоритом (30 %), каолинитом (15 %) и смешанно-слойными образованиями хлорит-монтмориллонитового ряда (20 %).

Палинология. Из разреза Калимкунгей были изучены 6 образцов, достаточное количество пыльцы удалось выделить только из слоев 3, 5 и 21 (см. таблицу).

Из глин слоя 21 выделен СПС с Picea, Pinus, Tsuga, в его составе доминирует пыльца ели, на втором месте - пыльца сосны, на третьем - тсуги. В составе голосеменных в незначительных количествах отмечена пыльца пихты и подокарпа. Мелколиственные представлены пыльцой березы, ольхи и ивы, широколиственные – пыльцой лещины, липы, вяза и ореха. Спектр указывает на произрастание в регионе влажных елово-сосновых лесов со значительным участием тсуги и небольшой примесью мелколиственных и широколиственных древесно-кустарниковых. Близкие по составу спектры были выделены ранее В. Н. Тихомировым из нижней части этого разреза [3], отложения сопоставлены с верхней частью кошагачской свиты. Кроме того, спектр слоя 16 разреза Калимкунгей можно

сопоставить со спектрами, выделенными И. В. Хазиной из буроугольных отложений кошагачской свиты в долине р. Джазатор [5]. Последние также отличаются тем, что в них доминирует пыльца ели, меньше пыльцы сосны и тсуги. Возраст вмещающих отложений ранне-среднемиоценовый.

Климат в данном районе во время формирования отложений кошагачской свиты был существенно более теплым и влажным, чем современный, что свидетельствует о малых абсолютных высотах территории и формировании свиты до начала основной фазы неотектонической активизации Алтае-Саянской области, при которой на ее территории возник горный рельеф. В то время средние январские температуры могли быть от 0 до –10 °С, среднегодовые – не ниже +3 °С, а годовое количество осадков – не менее 600 мм.

Выше по разрезу (слой 5) в спектре начинает доминировать пыльца сосны, значительно снижается доля участия пыльцы ели и тсуги (см. таблицу). Выделенный СПС с Pinus, Picea, Tsuga указывает на произрастание сосново-еловых лесов с участием тсуги, с небольшой примесью мелко- и широколиственных древесных и кустарников, главным образом ольхи, лещины и вяза. Преобладание в спектре слоя 5 пыльцы сосны, снижение содержания пыльцы ели, а также низкий процент участия пыльцы тсуги свидетельствует о том, что климатические условия стали относительно более холодными и более сухими. Этот интервал разреза Калимкунгей по палинологическим данным можно сопоставить с верхней частью кошагачской свиты Чуйской котловины, вскрытой скв. 102 в инт. 118-220 м [3]. Также следует отметить, что близкие по составу спектры были выделены ранее из нижней части туерыкской свиты среднего миоцена – нижнего плиоцена Горного Алтая; сходство СПС из верхов кошагачской и низов туерыкской свит отмечали ранее В. Н. Тихомирова и Г. И. Беляева [3].

Верхняя часть разреза Калимкунгей (слой 3), по нашим данным, характеризуется СПС, в котором преобладает пыльца сосны; пыльцы ели очень мало, а пыльцы тсуги нет совсем. Кроме того, спектр отличает довольно значительное содержание пыльцы ксерофильно-мезофильных травянистых растений – злаковых, маревых и полыней (см. таблицу). Такой таксономический состав спектра, несомненно, отражает более суровые климатические условия по сравнению с теми, в которых формировалась нижняя часть разреза Калимкунгей. Как известно, значительное похолодание и иссушение климата произошло в самом конце позднего миоцена, поэтому мы полагаем, что верхнюю часть разреза Калимкунгей (слои 1-3) следует исключить из состава кошагачской свиты. Эти отложения, вероятно, принадлежат уже к верхам туерыкской свиты, т. е. формировались в самом конце позднего миоцена плиоцене. Нельзя исключить также их четвертичный возраст, в связи с чем требуется дополнительное изучение данных отложений.

Содержание спор и пыльцы в СПС из отложений разрезов Калимкунгей (т. н. 5000) и Джазатор (т. н. 5052)

	Разрез							
_	Кал	имкунгей (т. н. 5	000)	Разрез Джазатор (т. н. 5052)				
Пыльца и споры	Слой 3, гл. 1,6 м (обр. 5000)	Слой 5, гл. 2,3 м (обр. 5000-1)	Слой 21, гл. 16 м (обр. 5000-5)	Слой 3, гл. 5,3 м (обр. 5052-2)	Слой 3, гл. 5,9 м (обр. 5052)			
Пыльца древесно-кустарниковых растений, %	86,3	95,8	98,1	87,6	80,9			
Picea sect. Omorica et Eupicea	9,5	23	52,1	22,7	27,2			
Pinus s/g Haploxylon et Dyploxylon	73,5	63	22,6	3,7	4,2			
Tsuga	0	2,4	11,9	11,5	7,6			
Podocarpus	0	0	0,8	1,1	1,1			
Abies	0,5	1,6	0,5	0,3	0,6			
Glyptostrobus	0	0	0,3	0	0			
Betula	0	0	3,5	3,8	2,3			
Corylus	0	2,7	2,2	7,2	3,6			
Carpinus	0	0	0	0,3	0			
Ulmus	1,4	2,7	1,8	0,8	0,3			
Alnus	0,9	0,4	1	33,2	31,3			
Quercus	0	0	0	0,3	0			
Fagus	0	0	0	0,3	0			
Tilia	0	0	0,5	1,6	2,1			
Salix	0	0	0,3	0	0			
Juglans	0,5	0	0,3	0,8	0			
Diervilla	0	0	0	0	0,3			
Lonicera	0	0	0	0	0,3			
Momipites	0	0	0,3	0	0			
Пыльца травянисто-кустарничко- вых растений, %	13,2	3,1	1,3	8,8	11,0			
Artemisia	8,2	0	0	0	0,5			
Amaranthaceae	1,8	0	0	0	0,5			
Brassicaceae	0	0	0	4,0	6,5			
Geraniaceae	0	0	0	0	0,5			
Ephedra	0	0	0	0,5	0			
Ericaceae	1,8	2,4	0,8	4,3	1,5			
Fabaceae	0	0	0	0	0,5			
Poaceae	1,4	0	0	0	0			
Polygonaceae	0	0	0	0	0,5			
Nymphaceae	0	0	0	0	0,5			
3-colporate pollen	0	0,7	0,5	0	0			
Споры папоротников:	0,5	1,1	0,6	3,6	8,1			
Botrychium	0	0	0	1,3	3,6			
Polypodiaceae	0	0,4	0,3	2,3	4,2			
Pteridium	0,5	0,7	0	0	0,3			
Cyathea	0	0	0,3	0	0			

Из разреза Калимкунгей (т. н. 5000) один образец из слоя 21 изучен палеокарпологическим анализом, однако ископаемые семена и плоды растений не обнаружены.

Джазаторское понижение

Джазаторское понижение соединяет небольшие межгорные впадины – Тархатинскую и Самахинскую. К нему приурочена долина р. Джазатор. Долгое время отложения палеогена и неогена здесь не были известны. Только в последние годы на правом борту этой долины ниже р. Тюнь они обнаружены А. Р. Агатовой с соавторами в искусственных обнажениях в теле обширного древнего оползня [5, 9]. В крупных оползневых блоках, наряду со смятой в складки сероцветной грубообломочной мореной, наблюдаются также смятые в складки желтоватые, голубоватые, зеленовато-серые и черно-коричне– № 1(49) ♦ 2022

бурого угля (до трех горизонтов), затронутые процессами лимонитизации и сульфатизации. В ряде обнажений под оползневой массой залегают горизонтально-слоистые желто-бурые суглинки и глины с прослоями крупнозернистого песка и стяжениями ярко-охристой плотной глины [5, 9]. В буроугольных слоях обнаружены углефицированные остатки Salix, Lythrum, Butomus umbellatus и болотных водорослей Pinnularia, что свидетельствует о влажных луговоболотных условиях формирования органогенных слоев. Палинологические комплексы из минеральных и угольных слоев указывают на произрастание во время накопления этой толщи хвойных лесов с участием ели, сосны, тсуги, пихты и березы с сохранением небольшого количества широколиственных пород [5].

вые озерные пески, алевриты и глины с прослоями

При строительстве Джазаторской ГЭС от ее здания и вверх по склону до дамбы на р. Тюнь по поверхности этого оползня проложены технологическая дорога и водовод, врезанные местами в оползневую толщу на глубину до 4 м. Эти врезы были нами осмотрены в 2018–2020 гг.

В одном из них (т. н. 5226, см. рис. 1), сразу над зданием ГЭС, на абс. выс. 1625 м под мешаниной из моренного материала и глин кошагачской свиты вскрыты очень плотные перемятые и деформированные глины желтоватого цвета видимой мощностью 2 м с двумя тонкими (5-10 см) прослоями черных гумусированных глин, также деформированных. Под ними залегают плотные разнозернистые кварцевые пески желтоватого цвета видимой мощностью 1 м. Эти пески отличаются низким выходом минералов тяжелой фракции, представленных высокоустойчивыми к химическому выветриванию и механическому переносу апатитом (50 %), цирконом (35 %), рутилом (10 %), дистеном (5 %) и единичными знаками анатаза, лейкоксена, ильменита, турмалина, андалузита и ставролита. В желтоватых глинах содержание глинистой фракции составляет 81 %. Для них характерны пониженные значения SiO₂ (57,3 %), CaO (0,42 %) и повышенные Al₂O₃ (20,1 %). В глинах отсутствуют аутигенные кальцит, доломит и гипс.

В 650 м далее вверх по склону на абс. выс. 1720 м в очередном оползневом блоке до глубины 4 м вскрыты сильно трещиноватые и дробленые отложения кошагачской свиты (т. н. 5227, см. рис. 1). Они состоят из переслаивания глин, алевритов и тонкозернистых песков голубоватого цвета, а по многочисленным трещинам в них развита интенсивная лимонитизация. Отмечаются тонкие (первые сантиметры) прослойки коричневых глин. В алевритовых прослоях встречаются лимонитизированные конкреции сидерита округлой и уплощенной формы размером от 3 до 10–20 см. В нижней части вскрытой толщи хорошо прослеживается прослой бурого угля почти черного цвета мощностью 15 см. Видимо, подобные сидеритовые конкреции были ранее приняты за стяжения охристых глин [5]. В глинистых прослоях этого разреза содержание глинистой фракции составляет 81 %. Глины гидрослюдистые со значительной примесью каолинита (12 %) и смешанно-слойного хлорит-монтмориллонита (9 %). Для них также характерны пониженные значения SiO₂ (59,5 %), CaO (0,68 %) и несколько повышенные Al₂O₃ (18,9 %). В глинах отсутствуют аутигенные кальцит, доломит и гипс. Лимонитизированные конкреции сидерита, как и в разрезе Калимкунгей, отличаются высокими содержаниями Fe₂O₃ (52,8 %), MnO (0,68 %) и очень низкими – остальных породообразующих окислов.

На правом берегу р. Тюнь выше дамбы Джазаторской ГЭС очередной оползневой блок на абс. выс. 1790 м вскрыт небольшим карьером на глубину 8 м (т. н. 5228, см. рис. 1). В его стенке обнажаются деформированные желтоватые и голубовато-серые глины и алевриты с сидеритовыми конкрециями, с затянутыми в них моренными блоками. В верхней части стенки выделяется слой коричнево-черных глин мощностью 1,5 м с тонкими (менее 1 см) прослойками бурых крупнозернистых песков с включениями гравия и плохо окатанных галек. В них четко выделяются три прослоя тонколистоватых бурых углей черного цвета мощностью по 10-15 см каждый. В этих глинах содержание глинистой фракции составляет 93,3 %. Они гидрослюдистые со значительной примесью каолинита (13 %) и смешанно-слойного хлорит-монтмориллонита (9 %). Для них также характерны пониженные значения SiO₂ (56,4 %), CaO (0,65 %) и несколько повышенные Al₂O₃ (19,0 %), отсутствуют аутигенные кальцит, доломит и гипс.

Оползневые блоки кошагачской свиты обнаружены и выше по долине Джазатора на левобережье р. Тюнь. Так, у выхода в долину р. Тюнь, у ее левого нижнего притока – р. Узунгур – в оползневом блоке на абс. выс. 1820 м в дорожной врезке глубиной 1,5–2,0 м вскрыты деформированные



Рис. 5. Обнажение кошагачской свиты (т. н. 5090-1) в оползневом блоке в устье долины р. Узунгур, Джазаторское понижение



Рис. 6. Обнажение кошагачской свиты в оползневом блоке в долине р. Джазатор на левобережье р. Тюнь (т. н. 5327)

и смятые в складки светло-серые, голубоватые и желтоватые очень плотные глины со смятым пластом бурого угля мощностью 0,6 м (т. н. 5090-1, см. рис. 1, 5).

На левобережье р. Тюнь (выше моста через нее) в нижней части правого борта долины Джазатора на абс. выс. 1650 м в очередном оползневом блоке в дорожной врезке глубиной до 2 м также вскрыты сильно деформированные и смятые в складки коричневые, желтоватые, голубовато- и зеленовато-серые глины с пластом бурого угля мощностью 15 см (т. н. 5327, см. рис. 1, 6).

В июле 2018 г. у правого борта долины Джазатора в 5 км ниже р. Тюнь (3,5 км выше с. Беляши) на абс. выс. 1590 м в стенке небольшого придорожного карьера нами установлены безугольные выходы кошагачской свиты (т. н. 5052, см. рис. 1, 7). Отложения представлены следующими слоями (сверху вниз):

2. Переслаивание темно-серых, светло-серых и желтоватых глин, алевритов и тонкозернистых кварцевых песков. Толщина слойков 1–5 см....2,0 м

3. Глины буровато-коричневые очень плотные жирные и мылкие на ощупь, вскрытая мощность2,5 м

Видимая мощность отложений в стенке карьера 6,0 м. В 200 м западнее их перекрывают светлосерые мелко-тонкозернистые пески озерно-ледникового типа, а выше по долине – морена.

Пески слоя 1 отличаются низким выходом минералов тяжелой фракции. Они представлены высокоустойчивыми и промежуточными ильменитом (56 %), гематитом (25 %), эпидотом (12 %), турмалином (3 %), лейкоксеном (2 %), рутилом (1 %), цирконом (1 %), а также единичными знаками альмандина, анатаза, апатита, дистена, монацита, сфена. В глинах слоя 3 содержание глинистой фракции составляет 92,3 %. Глины гидрослюдистые с каоли-



Nº 1(49) ♦ 2022

Рис. 7. Обнажение кошагачской свиты в стенке карьера в долине р. Джазатор, в 3,5 км выше с. Беляши (т. н. 5052)

нитом (5 %) и смешанно-слойным хлорит-монтмориллонитом (17 %). Для них также характерны пониженные значения SiO₂ (49,5 %), CaO (0,39 %) и повышенные Al_2O_3 (25,8 %), отсутствуют аутигенные кальцит, доломит и гипс.

Следует отметить, что глины различного генезиса, формировавшиеся в четвертичное время в Юго-Восточном Алтае, полностью гидрослюдистые.

Палинология и палеокарпология. В разрезе кошагачской свиты в Джазаторском понижении (т. н. 5052) из глин слоя 3 (гл. 5,3 и 5,9 м) выделены однотипные СПС, которые можно объединить в один СПК с Alnus, Picea, Tsuga. Процентное содержание таксонов в комплексе приведено в таблице. В СПК доминирует пыльца ольхи, субдоминант – пыльца ели и тсуги. В незначительных количествах отмечена пыльца сосны, пихты, березы, лещины, еще меньше пыльцы дуба, бука, граба, вяза, ореха, липы. Как и в разрезе Калимкунгей, в данном СПК единично отмечена пыльца подокарпа (см. фототаблицу) – таксона, который очень требователен к влажности и не переносит аридных условий. Современный ареал произрастания тсуги и подокарпа в Евразии находится гораздо южнее – в Китае, Японии, Юго-Восточной Азии, что говорит о формировании выявленного СПК в теплом и влажном климате. СПК отражает произрастание смешанных елово-ольховых лесов с примесью тсуги, подокарпа, широколиственных.

Обилие пыльцы ольхи отмечено в спектрах, выделенных из нижней части кошагачской свиты в Джулукульской котловине Горного Алтая, которые датируются концом олигоцена – ранним миоценом [3]. Однако в СПК разреза Джазатор отсутствуют такие теплолюбивые таксоны, как *Carya, Pterocarya*, Taxodiaceae, *Ilex, Liquidambar, Castanea*, обнаруженные в спектрах кошагачской свиты в Джулукульской котловине. Спектры с преобладанием пыльцы ольхи хорошо известны из нижне-среднемиоценовой бещеульской свиты Западной Сибири [15]. Доминиро-



Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири – 2022, № 1 – Geology and mineral resources of Siberia

№ 1(49) ♦ 2022 —

Пыльца, споры и непыльцевые палиноморфы из отложений разрезов Калимкунгей (обр. 5000-1 (слой 5, гл. 2,3 м); обр. 5000-5 (слой 21, гл. 16 м)) и Джазатор (обр. 5052 (слой 3, гл. 5,9 м); обр. 5052-2 (слой 3, гл. 5,3 м)). Длина измерительной линейки 20 мкм

1 – *Picea* sp., oбp. 5052-2; 2 – *Picea* sect. Omorica, ofp. 5000-5; 3 – *Pinus* s/g Diploxylon, ofp. 5052; 4 – *Picea* sect. Eupicea, ofp. 5052-2; 5 – *Abies* sp., ofp. 5052; 6, 7 – *Pinus* s/g Haploxylon: 6 – ofp. 5000-1, 7 – ofp. 5052-2; 8–11, 14, 15 – *Tsuga* spp.: 8 – ofp. 5000-5; 9, 10, 15 – ofp. 5052-2; 11, 14 – ofp. 5052; 12, 13 – *Podocarpus* sp.: 12 – ofp. 5052-2; 13 – ofp. 5000-5; 16–19 – *Alnus* spp.: 16 – ofp. 5052-2, 17–19 – ofp. 5052; 20 – *Betula* sp., ofp. 5000-5; 21, 22 – *Tilia* sp., ofp. 5052; 23 – *Corylus* sp., ofp. 5052; 24-26 – Ericaceae, ofp. 5052; 27 – Polygonaceae (Persicaria), ofp. 5052; 28, 29 – Geraniaceae, ofp. 5052; 30 – *Artemisia* sp., ofp. 5052; 31, 37, 38 – Brassicaceae, ofp. 5052; 32–34 – *Botrychium* spp., ofp. 5052; 35 – Polypodiaceae, ofp. 5052; 36 – *Pteridium* sp., ofp. 5052; 39 – *Lonicera* sp., ofp. 5052; 40 – Zygnemataceae, ofp. 5052; 41 – *Botryococcus* sp., ofp. 5052; 42 – *Glomus*, ofp. 5000-5

вание ольховых характерно также для миоценовых спектров других районов Земли, например, для угленосных отложений на юге Аляски [16]. Флора формации Белуга, несомненно, более богатая, чем кошагачская, тем не менее их объединяет присутствие довольно большого количество общих таксонов, таких как тсуга, подокарп, сосна, пихта, лещина, граб, орех, дуб, вяз, а также вересковые, жимолостные, нимфейные.

Кроме того, в СПК разреза Джазатор довольно много пыльцы травянисто-кустарничковых растений, в том числе принадлежащих семейству капустных (см. таблицу, фототаблицу). Считается, что представители этого семействах появляются во флорах азиатской России только в начале неогена [8]. Поэтому мы сопоставляем отложения разреза Джазатор (т. н. 5052), содержащие СПК с *Alnus, Picea, Tsuga* с верхней частью кошагачской свиты и датируем их ранним – средним миоценом.

В разрезе кошагачской свиты в долине р. Джазатор (т. н. 5052) из глин слоя 3 впервые для данного района Горного Алтая выделены и определены ископаемые карпоиды: *Ceratophyllum* sp., *Carex* sp., *Microdiptera* cf. *elongata* P. Dorof., *Urtica dioica* L. Семена *Microdiptera* cf. *elongata* P. Dorof. во флоре азиатской России встречаются в позднем олигоцене – среднем миоцене, а единичные семена *Urtica dioica* L. впервые появляются во флоре раннего миоцена Западной Сибири (верхняя часть абросимовского горизонта) [9]. С большой долей вероятности этот карпологический комплекс мог сформироваться в самом конце раннего миоцена.

В этом же районе Алтая, но уже за пределами Самахинско-Джазаторского понижения, на южном макросклоне Катунского хребта в левом борту долины р. Акбулак (левый приток р. Кокса) на абс. выс. 2400 м Г. А. Шмидт [14] в 1957 г. под 5-метровой толщей морены описала разрез видимой мощностью около 30 м, состоящий из переслаивания бурых, желто-бурых, серых и коричнево-черных глин с тонкими (0,1 м) прослоями бурых углей, и мощным прослоем (3,0 м) бурых галечников. По литологии и палинологическим данным (Picea 60-70 %, пыльцевые зерна *Betula*, *Tsuga*, Juglandaceae) эти отложения отнесены к верхней части кошагачской свиты, что отражено и на геологической карте первого поколения м-ба 1:200 000 [1]. Ревизия этого местонахождения в августе 2018 г. показа-



Рис. 8. Ступенчатый деляпсивный оползень морены первого поздненеоплейстоценового (чибитского) оледенения в долине р. Акбулак, где, по данным Г. А. Шмидт [14], находится обнажение кошагачской свиты

ла, что сейчас здесь находится довольно свежий мощный многоярусный оползень, состоящий из крупных моренных блоков, перекрывающий почти весь склон долины, а выходы кошагачской свиты не установлены (рис. 8). При этом фронтальные уступы оползневых блоков продолжают оплывать, а склон долины, сложенный моренной толщей, на уровне стенки срыва оползня осложняют свежие растущие глубокие зияющие трещины отрыва шириной от 0,2 до 0,5 м.

Выводы

Описанные ранее отложения, выходящие на поверхность в Самахинской впадине (т. н. 5000, слои 5–22) и в оползневых блоках в долине Джазатора по своим литологическим, минералогическим и геохимическим особенностям наиболее близки кошагачской свите, развитой в Чуйской и Курайской котловинах [11]. Они резко отличаются как от четвертичных образований озерного генезиса, так и от озерных отложений туерыкской свиты среднемиоцен-плиоценового возраста, развитых на юго-востоке Горного Алтая [3].

Уточнен возраст отложений разреза Калимкунгей (т. н. 5000) в Самахинской впадине. Ранее отложения описаны в составе кошагачской свиты [3]. Наши исследования показали, что к миоцену в данном обнажении могут быть отнесены нижняя

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири – 2022, no. 1 – Geology and mineral resources of Siberia

Nº 1(49) ♦ 2022

Региональная геология, стратиграфия, тектоника

и средняя часть обнажения — слои 5—22, содержащие СПС с *Picea, Pinus, Tsuga*. Верхняя же часть разреза Калимкунгей (слои 1—3) характеризуется более молодым СПС, в котором преобладает пыльца сосны, много пыльцы травянистых и отсутствует пыльца тсуги. Этот спектр, по-видимому, является плиоцен-четвертичным. Поэтому алевриты, пески и глины верхней части рассматриваемого разреза (т. н. 5000, слои 1—5) следует исключить из состава кошагачской свиты.

Кошагачскую свиту в разрезе Калимкунгей (т. н. 5000, слои 5–22) характеризуют спектры темнохвойной тайги, в то время как в разрезе Джазатор (т. н. 5052) для свиты характерны спектры смешанных лесов с преобладанием ольхи. Сложно сказать, как эти комплексы соотносятся стратиграфически, поскольку они не прослежены в одном разрезе. Мы полагаем, что в миоцене на территории Горного Алтая была развита вертикальная зональность, в результате чего более высокие участки были заняты темнохвойной тайгой, а смешанные леса занимали пологие склоны и долины, поэтому данные комплексы вполне могут быть одновозрастными.

Таким образом, в разрезе Калимкунгей в Самахинской впадине и разрезе Джазатор, по-видимому, обнажается верхняя часть кошагачской свиты, которая по палинологическим и карпологическим данным может датироваться ранним — средним миоценом.

Нижняя часть кошагачской свиты, характеризуемая довольно разнообразной широколиственной флорой и преобладанием в составе хвойных (тсуги), датируемая поздним олигоценом — ранним миоценом, ни в одном обнажении нами пока не установлена.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта FWZZ-2022-0004 и гранта РФФИ № 20-05-00076.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Горно-Алтайская, лист М-45-XXII, XXVIII. Объяснительная записка / сост. В. К. Дмитриева, К. Л. Волочкович, А. К. Савосина, Г. А. Шмидт. – М.: Недра, 1965. – 106 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-XXIII, XXIX (Кош-Агач). Объяснительная записка / сост. А. Л. Пономарев, В. И. Крупчатников, Г. Г. Русанов и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. – 293 с.

3. **Девяткин Е.В.** Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 244 с.

4. **Материалы** к Государственной геологической карте СССР, масштаб 1:200 000. Геологическое строение верховьев р. Аргут в пределах центральной части листа M-45-XXII / В. А. Буш, Е. В. Девяткин, В. И. Горяинов и др. – М.: ВАГТ, 1956. 5. **Находка** буроугольных верхнеолигоценнижнемиоценовых отложений (кошагачская свита) в долине р. Джазатор (юго-восток Русского Алтая): неотектонический и палеогеографический аспекты / А. Р. Агатова, Р. К. Непоп, Н. А. Рудая и др. // Докл. РАН. – 2017. – Т. 475, № 5. – С. 542–545.

6. **Нехорошев В. П.** Проявление альпийских дислокаций на Алтае // Вестник Геологического комитета. – 1927. – № 2. – С. 7–10.

7. **Нехорошев В. П.** О некоторых новых малоизвестных месторождениях полезных ископаемых в Горном Алтае // Известия Главного геолого-разведочного управления. – 1930. – № 6. –С. 628-664.

8. Никитин В. П. Палеокарпология и стратиграфия палеогена и неогена Азиатской России. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2006. – 229 с.

9. **Первые** сведения о нахождении предполагаемых верхнепалеоген-нижненеогеновых отложений в долине р. Джазатор (Юго-Восточный Алтай) / А. Р. Агатова, Р. К. Непоп, М. А. Бронникова и др. // Виртуальные и реальные литологические модели. Матер. Х Уральского литол. совещ. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. – С. 7–9.

10. Розенберг Л. И. О строении Тархатинской, Бертекской и Самахинской межгорных котловин Горного Алтая // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. – 1968. – № 35. – С. 179–185.

11. **Русанов Г. Г.** Минералогические и геохимические особенности неогеновых озерных отложений в Чуйской и Курайской котловинах Горного Алтая // Успехи современного естествознания. – 2009. – № 9. – С. 25–29.

12. **Титова З. А.** Опыт применения споровопыльцевого анализа в Центральном Алтае // Тр. ТГУ. – 1957. – Т. 147. – С. 51–56.

13. Шахов Ф. Н. Геологические исследования на юго-восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. Вып. 5. – Томск, 1933. – С. 47–87.

14. Шмидт Г. А. Новые находки неогеновых отложений в Горном Алтае // Вопросы региональной геологии СССР. – М.: МГУ, 1964. – С. 218–222.

15. Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка и схема / Ф. Г. Гурари, В. С. Волкова, А. Е. Бабушкин и др. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. – 84 с.

16. **Reinink-Smith L. M., Leopold E. B.** Warm climate in the late Miocene of the sourth coast of Alaska and the occurrence of Podocarpaceae pollen // Palynology. – 2005. – Vol. 29. – P. 205–262.

REFERENCES

1. Dmitrieva V.K., Volochkovich K.L., Savosina A.K., Shmidt G.A. *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba* 1:200 000, seriya Gorno-Altayskaya, list M-45-XXII, XXVIII. Obyasnitelnaya zapiska [Geological map of the USSR at a 1:200,000 scale, Gorno-Altaiskaya series, sheet M-45-XXII, XXVIII. Explanatory note]. Moscow, Nedra Publ., 1965. 106 p. (In Russ.).

2. Ponomarev A.L., Krupchatnikov V.I., Rusanov G.G., et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200 000. Izdaniye vtoroye. Seriya Gorno-Altayskaya. List M-45-XXIII, XXIX (Kosh-Agach). Obyasnitelnaya zapiska* [State Geological Map of the Russian Federation at a 1:200,000 scale. Gorno-Altayskaya series. Sheet M-45-XXIII, XXIX (Kosh-Agach). Explanatory note]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 2010. 293 p. (In Russ.).

3. Devyatkin E.V. *Kaynozoyskiye otlozheniya i neotektonika Yugo-Vostochnogo Altaya* [Cenozoic sediments and neotectonics of Southeastern Altai]. Moscow, Nauka Publ., 1965. 244 p. (In Russ.).

4. Bush V.A., Devyatkin E.V., Goryainov V.I., et al. Materialy k gosudarstvennoy geologicheskoy karte USSR, masshtab 1:200 000. Geologicheskoye stroeniye verkhovyev reki Argut v predelakh tsentralnoy chasti lista M-45-XXII [Materials to the State Geological Map of the USSR at a 1:200,000 scale. Geological structure of the Argut R. upper reaches within the central part of the Sheet M-45-XXII]. Moscow, VAGT Publ., 1956. (In Russ.).

5. Agatova A.R., Nepop R.K., Rudaya N.A, et al. [Discovery of Upper Oligocene – Lower Miocene brown coal deposits (Kosh-Agach Formation) in the Dzhazator River valley (Southeastern Russian Altai): Neotectonic and Peleogeographical aspects]. *Doklady Akademii Nauk – Doklady Earth Sciences*, 2017, vol. 475, no. 2, pp. 854–857.

6. Nekhoroshev V.P. [Manifestations of Alpine dislocations in Altai]. *Vestnik Geologicheskogo komiteta*, 1927, no. 2, pp. 7–10. (In Russ.).

7. Nekhoroshev V.P. [On some new little-known mineral deposits in Gorny Altai]. *Izvestiya Glavnogo geologorazvedochnogo upravleniya*, 1930, no. 6, pp. 628–664. (In Russ.).

8. Nikitin V.P. Paleokarpologiya i stratigrafiya paleogena i neogena Aziatskoy Rossii [Paleocarpology and stratigraphy of the Paleogene and Neogene of Asian Russia]. Novosibirsk, Geo Publ., 2006. 229 p. (In Russ.).

9. Agatova A.R., Nepop R.K., Bronnikova M.A., et al. [First knowledge of occurence of the supposed

Upper Paleogene–Lower Paleogene deposits in the Dzhazator River valley (Southeastern Altay)]. *Virtual-nyye i realnyye litologicheskiye modeli. Materialy X Uralskogo litologicheskogo soveshchaniya* [Virtual and real lithological models. Materials of the 10th Ural Lithological Meeting]. Yekaterinburg, IGG UrB RAS Publ., 2014, pp. 7–9. (In Russ.).

10. Rozenberg L.I. [On the structure of the Tarakhta, Bertek and Samakha intermountain basins of Gorny Altay]. *Bulleten Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda – Bulletin of Comission for study of the Quarternary*, 1968, no. 35, pp. 179–185. (In Russ.).

11. Rusanov G.G. [Mineralogical and geochemical features of the Neogene lake sediments in the Chuya and Kuray basins of Gorny Altai]. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya* – *Advances in current natural sciences*, 2009, no. 9, pp. 25–29. (In Russ.).

12. Titova Z.A. [Experience in the application of spores-and-pollen analysis in Central Altai]. *Trudy Tom-skogo gosudarstvennogo universiteta*, 1957, vol. 147, pp. 51–56. (In Russ.).

13. Shakhov F.N. [Geological studies in the southeastern Altai in the area of the middle course of the Argut River]. *Materialy po geologii Zapadno-Sibirskogo kraya* [Records on the geology of the West Siberian Region]. Tomsk, Krasnoye Znamya Publ., 1933, vol. 5, pp. 47–87. (In Russ.).

14. Shmidt G.A. [New occurences of Neogene deposits in Gorny Altay]. *Voprosy regionalnoy geologii SSSR* [Aspects of Regional Geology of the USSR]. Moscow, MSU Publ., 1964, pp. 218–222. (In Russ.).

15. Gurari F.G., Volkova V.S., Babushkin A.E., et al. Unifitsirovannyye regionalnyye stratigraficheskiye skhemy paleogenovykh i neogenovykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy ravniny. Obyasnitelnaya zapiska i skhema [Unified regional stratigraphic schemes of Paleogene and Neogene deposits of the West Siberian Plain. Explanatory note and scheme]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2001. 84 p. (In Russ).

16. Reinink-Smith L.M., Leopold E.B. Warm climate in the late Miocene of the sourth coast of Alaska and the occurrence of Podocarpaceae pollen. *Palynology*, 2005, vol. 29, pp. 205–262.

© Г. Г. Русанов, О. Б. Кузьмина, М. В. Михаревич, 2022

УДК 550.84:553.98

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЧУЛАКАНСКОЙ ПЛОЩАДИ В КРАСНОЯРСКОМ КРАЕ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.К.Битнер¹, Д.О.Гафуров¹, О.М.Гафуров¹, Н.В.Мышевский², Е.В.Теменёва², А.О.Гафуров¹, А.В.Самков¹

¹Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Красноярск, Россия; ²Иркутская нефтяная компания, Иркутск, Россия

На Чулаканской площади выполнены газогеохимические исследования почвенных отложений, вскрытых эрозией. Закартированы площадная миграционная сводовая аномальная зона, совпадающая с Чулаканским поднятием, и зона полукольцевой формы вокруг Восточно-Чулаканского поднятия. Поле повышенных концентраций гелия отражает элементы глубинной разрывной тектоники. Осуществлено прогнозирование залежей на основе моделирования математическим аппаратом нейронных сетей; прогноз коррелируется с указанными поднятиями. Наличие на Чулаканской площади следов миграции углеводородов и результаты статистической обработки геохимических данных указывают на возможность существования здесь газоконденсатных скоплений с нефтяными оторочками, подобных Собинскому. Площадь рекомендована для поискового бурения.

Ключевые слова: Чулаканская площадь, газогеохимическая съемка, нефть, газ, нейронные методы, Эвенкийский муниципальный район, Красноярский край.

HYDROCARBON PROSPECTS OF THE CHULAKANSKAYA AREA IN THE KRANOYARSK TERRITORY ACCORDING TO GEOCHEMICAL DATA

A. K. Bitner¹, D. O. Gafurov¹, O. M. Gafurov¹, N. V. Myshevskiy², E. V. Temenyova², A. O. Gafurov¹, A. V. Samkov¹

¹Krasnoyarsk Research Institute of Geology and Mineral Resources, Krasnoyarsk, Russia; ²Irkutsk Oil Company, Irkutsk, Russia

Soil vapor survey o soil deposits exposed by erosion has been carried out on the Chulakanskaya area. The areal migration arch-like anomalous zone coinciding with the Chulakan uplift and the semicircular zone around the East Chulakan uplift have been mapped. The field of increased helium concentrations reflects elem of deep fault tectonics. The deposits prediction was conducted on the basis of the neural network modeling by the mathematical apparatus technique; the forecast is correlated with specified uplifts. The presence of the hydrocarbon migration shows on the Chulakanskaya area and the results of statistical processing of geochemical data indicate the possible existence of gas condensate accumulations with oil rims similar to the Sobinskoye one. The area is recommended for exploratory drilling.

Keywords: Chulakanskaya area, soil vapor survey, oil, gas, neural methods, Evenkiysky Municipal District, Krasnoyarsk Territory.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-1-26-35

Чулаканская площадь находится на юго-востоке Красноярского края на территории Эвенкийского муниципального района, граничит с Иркутской областью и приурочена к бассейну верхнего течения р. Катанга (Подкаменная Тунгуска), в междуречье рр. Аява и Чулакан.

Площадь расположена в пределах Катангской седловины, которая, испытывая влияние соседних разных по характеру нефтегазоносности надпорядковых структур (Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз, Присаяно-Енисейской синеклизы), является интересным, сложным и перспективным районом на поиски нефти и газа.

Цель исследований — прогноз нефтегазоносности малоизученной территории на юго-востоке Катангской нефтегазоносной области (НГО) легкими методами поверхностной геохимии и обработка их данных нейроинформационными методами. Это необходимо для планирования доизучения Чулаканской площади и прогноза фазового состояния возможных залежей углеводородов (УВ). Объектом исследований были газы, сорбированные почвенными приповерхностными отложениями эрозионного среза. Опробованы аллювиально-делювиальные отложения четвертичной, юрской, каменноугольной, пермской и триасовой систем.

Актуальность исследований состоит в развитии методов геохимии и наработке процедур интерпретации поверхностных геохимических данных с применением нейроинформационных методов и данных геофизических исследований.

Изученность территории и методика исследований

На участках, непосредственно примыкающих к Чулаканской площади с запада и севера, газогеохимические съемки с целью поисков залежей УВ были проведены в 1995–2008 гг. А. И. Ларичевым, В. Ф. Бобылевым, Н. В. Прицан на Джелиндуконском и Пайгинском месторождениях (рис. 1), Кулиндинской площади, Аявинской и (частично) Чулаканской



Рис. 1. Схема газогеохимической изученности поверхностных отложений Чулаканской и смежных площадей 1 – административные границы; 2 – особо охраняемые природные территории; 3 – скважины; 4 – трансрегиональные и региональные профили MOB OIT; 5 – локальные структуры, подготовленные к бурению; 6 – площади, на которых выполнены газогеохимические исследования; 7 – исследуемая Чулаканская площадь; подготовленные структуры: 1 – Восточно-Чулаканская, 2 – Чулаканская, 3 – Южно-Чулаканская, 4 – Петимокская, 5 – Чамбинская, 6 – Верхнечамбинская, 7 – Мундукшинская; скважины: Аяв – Аявинская, ВДж – Верхнеджелиндуконская, Вн – Ванаварская, ВЧм – Верхнечамбинская, Дж – Джелиндуконская, Дл – Деликтуконская, Ел – Елохтинская, Ер – Ереминская, Кл – Кулиндинская, Кп – Копоктинская, Ор – Оронская, Ох – Охотничья, Пг – Пайгинская, Птм – Петимокская, Сб – Собинская, Сс – Сосновая, Ттр – Тэтэрская, Хрб – Хребтовая, Чмб – Чамбинская, Чмд – Чемдальская, Чн – Чуньская, Юд – Юдуконская, ЮЧ – Южно-Чуньская

Nº 1(49) ♦ 2022

перспективных площадях. Определялся состав газов, сорбированных почвенными и подпочвенными отложениями, концентрации органического углерода (С_{орг}) и битумоидов. В результате выполненных В. Ф. Бобылевым в 2005–2007 гг. комплексных геоэкологических исследований на Чулаканском участке опробована поверхностная гидросфера р. Катанга и ее притоков. Составлены цифровая геоэкологическая карта и комплект тематических карт м-ба 1:100 000, отражающих состояние окружающей и геологической среды; закартированы геохимические поля метана и его гомологов.

По результатам работ на Кулиндинской площади по сумме тяжелых углеводородов (ТУ) выявлены две зоны ареалов аномальных содержаний (Сегочамбинская и Чуварская), формирование которых связывают с залежами нефти и газоконденсата в пластах-коллекторах ванаварской свиты. По характеру распределения аномальной составляющей поля концентраций (ПК) суммы ТУ намечены границы структурно-литологической ловушки, связанной с выклиниванием ванаварского резервуара. Данную ловушку выделяли в качестве первоочередного объекта для дальнейшего изучения.

Полевые наблюдения и газогеохимическое опробование на Чулаканской площади проведены в летне-осенний период 2018 г. по сети профилей общей протяженностью 300 км, с шагом опробования 500 м и расстоянием между профилями 1–4 км.

Пробы грунта отбирались из минерального горизонта, залегающего под почвенно-растительным слоем: проба вырезалась со дна шурфа глубиной 0,5 м, помещалась с утрамбовкой в стеклянную банку объемом 0,5 л и герметизировалась крышкой. Всего отобрано 635 проб (в том числе 35 контрольных).

Пробы грунта в течение 1–2 дней подвергались обработке и дегазации в базовом полевом лагере. Извлечение газов из проб проводилось методом термовакуумной дегазации согласно методическим требованиям: при нагревании пробы до +60–70 °С и создании степени вакуумирования 1 атм. Газовоздушная смесь перегонялась в стеклянные барботеры и консервировалась затворной жидкостью (насыщенный раствор поваренной соли). Затем барботеры упаковывались в ящики для транспортировки в стационарную лабораторию.

Лабораторные исследования осуществлены в стационарной лаборатории в Иркутске. Определялся элементный состав десорбированных газов от метана до гексана включительно и неуглеводородные газы (He, H₂, N₂, O₂, CO₂). Кроме этого, производилось определение ароматических УВ (бензол, толуол, этилбензол, ксилолы).

Проведение газохроматографического анализа выполнено в соответствии с сертифицированными методиками МВИ СТО-ИГ 026-2011, СТО-ИГ 020-2011.

Камеральные работы включали выявление и анализ особенностей структуры геохимического поля, формируемого площадным распределением газовых компонентов, аккумулируемых в приповерхностном слое. Для выделения нормального и аномального геохимического полей применены общеизвестные методы математической статистики.

Во избежание случайных ошибок, а также техногенного загрязнения полученный массив аналитических данных подвергся проверке на возможное наличие «ураганных» содержаний метана и его гомологов, что привело к отбраковке 7 проб (1,10 %).

Аномальное поле (C_{aH}) по всем компонентам в связи с низкой контрастностью было принято равным $C_{aH}=X_{cp}\pm\sigma$, где X_{cp} – среднее значение анализируемого показателя; σ – стандартное отклонение.

Для распознавания аномальных геохимических полей, связанных с миграцией отдельных компонентов от залежей, произведено обучение нейроинформационной системы «НейроИнформГео» на основании материалов продуктивных площадей, на которых выполнены аналогичные геохимические съемки (Джелиндуконская, Аявинская и др.) [4, 5] по запатентованной методике [10].

Определение типа месторождения по фазовому составу было произведено исходя из соотношения углеводородных компонентов в миграционном потоке по методике Ю. П. Коротаева, С. Л. Критской [7] на основании коэффициентов *A, B, Z = A+B* и соотнесения результатов с рекомендуемыми ими параметрами, которые были проверены ранее на месторождениях Восточной Сибири [3, 9]:

$$A = C_2 H_6 / C_3 H_8$$
,

 $B = CH_4 + S(C_2H_6 + ... + C_4H_{10}) / S(C_5H_{12} + ... + C_6H_{14}).$

В связи с очень высокой неоднородностью геохимического поля УВ, все углеводородные компоненты в составе смеси были пересчитаны в объемные проценты при условии, что сумма УВ в смеси равна 100 %. Учитывая, что в породах верхней геохимической зоны при условии полного отсутствия транзитного потока от залежей УВ формируется то или иное количество углеводородных (метан, в значительно меньшей степени его гомологи и непредельные УВ) и неуглеводородных (N₂, CO₂, He, H₂) газовых компонентов, маловероятно образование ароматических УВ.

Пристальное внимание уделено формированию аномалий компонентов, не связанных с процессами разрушения ОВ в гипергенных условиях. Залежи УВ могут формировать геохимические аномалии ароматических углеводородов (бензол, толуол, этилбензол, ксилолы). Характерной особенностью ореолов рассеяния газоконденсатных залежей является формирование аномалий ксилолов [1].

Гелий, видимо, не может быть поисковым показателем; скорее, он характеризует области пониженной фильтрации пластовых вод и зоны дезинтеграции, а также уменьшение глубины залегания гранито-гнейсового фундамента платформы (фиксируется по форме и интенсивности гравиметрической кривой Δ*g*) [2]. Его ураганные значения в газах Собинского месторождения объясняются парагенезисом с азотом, большую роль в накоплении которого в природных газах месторождения могут играть фациально-геохимические особенности осадков, а именно наличие в разрезе продуктивной толщи пестро- и красноцветных отложений венда. При их взаимодействии с залежами УВ за счет окислительно-восстановительных процессов мог продуцироваться азот [5] и параллельно накапливаться гелий. В связи с этим на данной площади гелий может использоваться для решения задач прогноза качества покрышек и картирования зон разрывных нарушений в осадочном чехле.

Поскольку исследуемый участок находится в сходных геолого-геофизических условиях с Собинским и Пайгинским месторождениями, далее для интерпретации полей концентрации гелия будем придерживаться изложенных взглядов на данную проблему: рассматривать поля концентраций гелия как индикатор разрывной тектоники и степени закрытости недр.

Картопостроение полеобразующих ингредиентов на исследуемой площади выполнено средствами пакета программы Surfer 9.

На основании опыта прошлых работ использована функция Kriging (метод кригинга). Принятый шаг матриц достаточен, чтобы картировать аномалии минимального размера (до 2 км). Следует понимать, что площадное построение геохимических аномалий носит сугубо гипотетический характер и отстроенные за пределами профиля геохимические поля несут в основном информацию о вероятностной структуре поля.

Методика обработки геохимической информации нейроинформационными технологиями (геоинформационная система «НейроИнформГео») состояла из следующих этапов:

1. На вход из базы данных в едином масштабе с общей начальной точкой подавались сетки различных геохимических параметров N_a по близлежащим с Чулаканской площадям, где ранее была проведена геохимическая съемка. В нашем распоряжении имелись данные по трем параметрам (CH₄, сумма УВ (C₂–C₆) или ТУ, CO₂).

2. В целях формирования эталона использовались данные по N_s параметрическим скважинам, в которых проведены испытания и выполнен комплекс ГИС. Для площадной интерпретации использовались все имеющиеся скважины, которые попадали в площадь, покрытую сетью геохимических работ предыдущих лет. Скважины разбивались на классы прогнозируемого геологического признака. В связи с небольшим количеством скважин (всего 8) классификация выбрана непрерывным значением, где 1-й и 2-й классы отвечают за аномалии, обрамляющие продуктивные скважины, коллекторы в которых преимущественно газонасыщенные, 3-й класс формирует образы водонасыщенных коллекторов, классы выше 3-го – зоны отсутствия коллекторов.

 Для каждой *i*-й скважины, где *i* = 1, ..., N_s, на основе геохимических атрибутов рассчитывается множество $D_i\{x, y\}$ из *n* точек, лежащих в круге радиуса *R*, с центром в *i*-й скважине. Выбор радиуса доверительного интервала зависит от геологических условий и параметров околоскважинного пространства; в нашем случае он формировался исходя из расстояний до геохимических профилей и расстоянием между ближайшими скважинами с различным характером насыщения коллекторов. Для различных скважин радиус варьировался от 1,5 до 3,0 км; разброс объясняется требованием создать представительную выборку, имея ограниченное количество данных по скважинам. При этом принималось, что все точки, попавшие в доверительное пространство возле одной скважины, несут одинаковую информационную нагрузку.

Nº 1(49) ♦ 2022

4. Далее формировался эталон в виде вектора с усредненными значениями геохимических параметров и весами, обеспечивающими оценку информативного вклада каждого параметра. Точки внутри круга использовались для оформления образа или классов. С использованием множества рассчитанных координат возле скважин $D_i\{x, y\}$ из сеток геохимических параметров формировались векторы с координатами $\{x, y\} \in D_i$ и значениями геохимических параметров. При этом для каждой *j*-й точки из множества $D_i\{x, y\}$ формировался вектор V_j^i длиной $N_a + 1$, компонентами которого являются значения атрибутов геохимических параметров $v_{j_1}...v_{j_{Na}}$, и номер класса k, к которому относится *i*-я скважина $V_j^i = (v_{j_1}...v_{j_{Na}}, k)$.

Та́ким[™]образом, выборкой, построенной на множестве точек *D_i*{*x*, *y*}, относящихся к *i*-й скважине, является множество векторов *U*^{*i*}_{*i*}:

$$U_{j}^{i} = \{V_{1}^{i}, V_{2}^{i} \dots V_{n}^{i}\},\$$

а выборку, построенную по всем выбранным скважинам, образует множество

$$U = \bigcup_{i=1}^{N_s} U_1 = \{U_1, ..., U_{Nx}\}$$

По методу обучения нейросетей алгоритмом обратного распространения ошибки формируется многослойная нейронная сеть с заданным количеством входных параметров N_a и одним выходным нейроном, принимающим значение присвоенного класса данному набору обучающих признаков (входных параметров). На сформированном множестве $U_{обуч}$ нейронная сеть обучается. Архитектура сети подбирается эмпирически, обеспечивается минимум ошибки обучения.

5. Для каждого из N_a входных параметров определяются показатели значимости χ_{N_a} , характеризующие информативный вклад данного параметра (атрибута) в результаты. Нейронная сеть вычисляет градиент функции оценки по входным сигналам и обучаемым значениям сети. Таким образом, показатель значимости параметра N_a при решении *q*-го примера определяется по следующей формуле:

$$\chi^{g}_{N_{a}} = \left| \frac{\partial H_{g}}{\partial w_{N_{a}}} \left(w_{N_{a}} - w^{*}_{N_{a}} \right) \right|$$

где при решении *q*-го примера показатель значимости показывает, насколько изменится *H*_q (значение функции оценки решения сетью *q*-го примера), если текущее значение параметра заменить на ближайшее выделенное значение *w*^{*}_N для параметра *N*_a.

Конечный показатель значимости параметра рассчитывается как общее среднее:

$$\chi_{N_a} = \frac{1}{n} \sum_{g=1}^n \chi_{N_a}^g$$

где *n* – количество примеров.

Таким образом, вычисленное значение показателя значимости для параметра N_a по существу представляет в линейном приближении абсолютную величину изменения функции оценки при удалении из сети входного параметра (сигнала). Неинформативные параметры удаляются из сети, нейронная сеть переобучается. В нашем случае наиболее значимый параметр при обучении нейронной сети – LnTy.

6. По достижении итерационным процессом обучения нейронной сети осуществлялось прогнозирование. Программа разбивает все многомерное признаковое пространство на классы принадлежности или подобия тому или другому эталону и формирует на выходе карту эталонов для площадной интерпретации или формирует разрез с выделением комплексов (классов).

Результаты обработки геохимического поля концентраций на Чулаканской площади

Минимальные содержания *метана* по профилям колеблются от 7,28·10⁻⁵ до 1,0·10⁻⁴ % об., максимальные – от 2,33·10⁻⁴ до 7,28·10⁻⁵ % об. На геологической основе выходящие на дневную поверхность отложений поля метана приурочены главным образом к обильно обводненным песчано-, алевролито-глинистым породам чайкинской свиты нижнего отдела юры (J₁čk).

В силу меньшей растворимости и пониженной диффузионной активности ТУ (С₁₋₆) более контрастно по сравнению с полем метана. Аномальные значения ТУ визуально слабо коррелируются со структурным планом, однако генерализованные аномалии ТУ (повышенные значения по отношению к фону) образуют полукольцевое поле (аномалия «Б») вокруг Восточно-Чулаканского и площадную аномалию повышенных значений ТУ на Чулаканском поднятии (рис. 2).

Поле *гелия* контролируется зонами разуплотнения пород в разрезе под давлением вышележащих пород и тектоническими напряжениями, что приводит к активизации вертикальной миграции по вновь образованным системам вертикальных трещин. Это подтверждается в отложениях рифея Куюмбинского и других месторождений Восточной Сибири [9].

По данным А. А. Томилова [11], множество фактов свидетельствуют о вертикальной миграции УВ по проводящим тектоническим разломам. В осадочном чехле зафиксированы продукты распада радиоактивных элементов, например гелия, аргона, радона на Медвежьем месторождении, увеличение минерализации подземных вод с глубиной северозападного борта Западно-Сибирской низменности.

Примыкание мелких аномалий на востоке площади (Восточно-Чулаканское поднятие) к разлому может свидетельствовать о тектоническом экранировании вендской залежи.

Над собственно Чулаканским поднятием сформировалась площадная миграционная сводовая зона аномалий «А», связанная, скорее всего, с разуплотнением пород чехла в своде поднятия. Вокруг Восточно-Чулаканского поднятия сформировалась полукольцевая зона аномалий – зона «Б».

Гелий образует линейные поля повышенных (>0,0005 % об.) концентраций, отражающихся в геологическом строении площади.

Поле повышенных концентраций гелия имеет линейно-мозаичную форму, причем в юго-западной части участка на дневной поверхности поля совпадают с границми стыка юрских и триасовых отложений.

Наиболее контрастные аномалии (>5·10⁻⁴ % об.) в определенной мере совпадают с разломами, выделенными по результатам государственной геологической съемки м-ба 1:200 000. Гелий, закартированный в площадном варианте, охватывает зону дробления, т.е. неполные совпадения аномалий с зоной дробления закономерны.

Сопоставление полей концентраций гелия в приповерхностных отложениях с аномалиями рассеянных волн, выявленных ЗАО «Красноярскгеофизика» в 2006 г., указывает на их взаимосвязь с возможными зонами трещиноватости (рис. 3). При этом под аномалиями рассеянных волн подразумевается результат фокусирующего преобразования (принцип Гюйгенса – Френеля), его математическая реализация состоит в обратном продолжении волнового поля с помощью модифицированной интегральной формулы Кирхгофа. Наличие в осадочных толщах локально-анизотропных объектов типа тектонических нарушений приводит к локальным изменениям фона рассеянных волн. Таким образом, при наличии локальных сейсмоакустических неоднородностей в среде зарегистрированное волновое поле можно представить как суперпозицию зеркальных (отражения от протяженных, гладких границ раздела в среде) и незеркальных (рассеивающие, шероховатые объекты) компонент [3].

Можно констатировать, что поле гелия на данном участке отражает наличие зон проводящих разрывных нарушений, благоприятных для интенсив-



Рис. 2. Повышенные значения ТУ, совмещенные со структурным планом кровли ванаварской свиты (V_{vn}) 1 – северо-восточный контур Чулаканской площади; 2 – изогипсы кровли ванаварской свиты (V_{vn}); границы: 3 – структур 3-го порядка, 4 – локальных поднятий; 5 – разломы; 6 – локальные аномалии поля ТУ; 7 – геохимические профили; 8 – точки отбора проб; 9 – обобщенные (визуализированные) аномалии ТУ: А – площадная, В – полукольцевая

ной миграции УВ от залежей, а полученные углеводородные аномалии «А» и «В» являются следствием «дыхания» залежей.

Ароматические углеводороды (бензол, толуол, ксилолы) считаются в геохимии прямыми показателями нефтегазоносности. Рассмотрим их сначала в нефти ближайшего газоконденсатного с нефтяной оторочкой Собинского месторождения, так как наиболее вероятное положение прогнозной залежи – ванаварская свита венда (пласты Вн I-V).

Распределение ароматических углеводородов (аренов) в нефтях и конденсатах наглядно демонстрируется на рис. 4, а.

Из рис. 4, б следует, что ксилол преобладает среди других аренов. Превалирующее содержание ксилолов в почвогрунтах Чулаканской площади в зоне миграционного потока ароматических УВ объясняется их биохимической дифференциацией. Бензол и толуол менее устойчивы к окислению углеводородокисляющими бактериями, а также гравитационной дифференциацией, т.е. разделением мигрирующих ароматических УВ по молекулярной массе, г/моль: бензол (C₆H₆) 78,11, толуол (C₇H₈) 92,14, ксилол (C₈H₁₀) 106,16.

Перспективность использования бензола и толуола для прогноза нефтегазоносности известна по опытно-методическим работам И.С. Старобинца (1986 г.), проведенным во ВНИИЯГГ, и более поздним исследованиям, выполненным А.Р. Курчиковым и Р.И. Тимшановым [8] на площадях юга Западной Сибири. Ими было предложено использовать отношение бензола (Б) к толуолу (Т):

$$\mathbf{F} / \mathbf{T}^* = \frac{C_{\mathbf{F}}}{\sqrt{C_{\mathbf{F}}^2 + C_{\mathbf{T}}^2}}$$

где $C_{\rm F}$ и $C_{\rm T}$ – концентрации бензола и толуола соответственно.

При малых концентрациях аренов ($n \cdot 10^{-6}$ – $n \cdot 10^{-7}$ % об.) использование коэффициента Б/Т* малоудобно, поэтому нами оставлено простое отношение K_1 = бензол/толуол, впервые использованное в работах ВНИИЯГГ. Кроме этого, предлагаются еще дополнительные ареновые коэффициенты: K_2 = сумма ксилолов/толуол, K_3 = этилбензол/бензол.





Рис. 3. Сопоставление приповерхностных аномалий полей концентраций гелия с аномалиями рассеянных волн по данным MOB OIT на Чулаканской площади

 профили газогеохимической съемки; 2 – изолинии аномальных содержаний гелия в сорбированном газе почвогрунтов; 3 – аномалии поля рассеянной компоненты сейсмических волн (по ЗАО «Красноярскгеофизика», 2006); 4 – реки; 5 – северо-восточная граница Чулаканского участка недр

Применение дополнительных коэффициентов К₁ и К₃ обусловлено прежде всего различиями состава индивидуальных аренов нефти и конденсата, локализованных в разновозрастных отложениях рифеякембрия юго-запада Сибирской платформы (табл. 1).

Из данных табл. 1 видно явное перераспределение в составе ароматической фракции в пользу ксилолов для нефтей и конденсатов, локализованных в вендских залежах, что определяет специфику нефтей венда юго-запада Сибирской платформы. При этом следует заметить, что Собинское ГКМ и Володинская продуктивная площадь находятся в тектонически напряженных районах платформы.

Рис. 4. Сравнение распределения аренов в нефтях и конденсатах венда Собинского ГКМ (а) с составом аренов в почвогрунтах Чулаканской площади (б)

Содержание аренов в низкокипящей фракции (120 °C) фракции нефти и конденсатов юго-запада Сибирской платформы

Месторождение,	Deeneer	Флюид	% на нефть или конденсат			
площадь	возраст		Ксилолы	Бензол	Толуол	Этилбензол
Юрубчено-Тохомское	R	Нефть	0,059	0,114	0,19	0,011
Моктаконское	€₁	«	0	0,140	0,67	0
Cofeman	V _{vn}	«	0,198	0,047	0,09	0,042
Соринская		Конденсат	0,819	0,301	0,497	0,186
Володинская	V _{pl}	«	3,39	0,348	0,271	0,03

Таблица 2

	Среда опробования					
Коэффици- ент арома-	Флюиды ве жей Собин	Почвогрунты карбона –				
тизации	Нефть	Конденсат	верхней юры Чулаканской площади			
K1	5,22	0,61	0,13			
K ₂	2,20	1,65	1,23			
K ₃	0,89	0,62	0,82			

Сопоставим соотношение аренов по этим коэффициентам в приповерхностных отложениях Чулаканской площади (табл. 2) и флюидах ближайшего Собинского ГКМ.

Материалы табл. 1, 2 подтверждают преобладание ксилолов над всеми остальными компонентами аренов, и это соотношение сохранено даже в зоне гипергенеза (см. табл. 2), т.е. в приповерхностных отложениях юрских и триасовых пород. В приповерхностных отложениях отразился компонентный состав аренов первичной вендской нефти, образовавшей структуру аномального поля в почвогрунтах. Аналогичная картина распределения аренов в нефракционированных конденсатах нижнего кембрия была ранее установлена для залежи горизонта A-I Таначинского ГКМ на Бахтинском мегавыступе [1].

При миграции нефтей и конденсатов, содержащих ароматические УВ, на Чулаканской площади наблюдается закономерное снижение отношения бензол/толуол и суммы ксилолов/толуол (см. табл. 1).

Суммируя полученные данные, можно предположить наличие на Чулаканском участке следов миграции и прогнозировать на Чулаканском и Восточно-Чулаканском поднятиях газоконденсатные скопления и нефтяные оторочки, подобные залежам Собинского газоконденсатного месторождения.

Для подтверждения проверим справедливость прогноза фазового типа месторождения, давшего ореол рассеяния УВ, по следующей методике. Ю. П. Коротаев, Г. С. Степанова, С. Л. Критская, проведя исследования разнотипных месторождений с использованием статистических методов, пришли к заключению, что наиболее четкое деление месторождений по их типам осуществляется с использованием критерия *Z*. Работоспособность этих коэффициентов проверена на целом ряде месторождений Сибирской платформы [3]

Расчетные значения коэффициента A для поля приповерхностных отложений составили 0,596, B = 54,9; тогда Z = 54,9+0,596 = 55,496. Для сравнения в табл. 3 приводится градация значений коэффициента Z в зависимости от типа месторождения. Сравним их с табличными значениями.

Таблица 3

Зависимость комплексного коэффициента Z от типа месторождения (по [6])

Тип месторождения	Ζ
Газовое	>450
Газоконденсатное без нефтяной оторочки	80–450
Газоконденсатное с малой нефтяной ото- рочкой	60–80
Газоконденсатное с нефтяной оторочкой	15–60
Нефтегазоконденсатное	7–15
Нефтяное	<7

Результат очевиден и указывает на ореол от газоконденсатного месторождения с нефтяной оторочкой.

Прогноз нефтегазоперспективных объектов нейроинформационными технологиями (ГИС «НейроИнформГео»)

С использованием технологических приемов, изложенных в методической части данной статьи, выполнена обработка геохимических данных с применением системы ГИС «НейроИнформГео». На рис. 5 представлены вариант структурного плана, полученного при переобработке данных МОГТ-2D, и результаты прогноза нейронными методами. Видно, что нейронная сеть научилась отсекать обрамляющие залежь высокие значения ТУ и прогнозировать предположительно сами перспективные объекты, которые коррелируют со структурными поднятиями.

Следовательно, комплексное использование данных газогеохимии почвогрунтов и нейронные технологии дают основание предполагать высокие перспективы собственно Чулаканского и Восточно-



Рис. 5. Прогноз нефтегазоперспективных объектов на Чулаканской площади нейроинформационными технологиями 1 – северо-восточный контур Чулаканской площади; 2 – изогипсы кровли ванаварской свиты венда по Н. Е. Горшениной (2016); 3 – границы структур 3-го порядка; 4 – разломы; 5 – классы углеводородного насыщения пород, выделенные нейронными методами; 6 – геохимические профили

Чулаканского локальных поднятий, не исключая перспективность и Южно-Чулаканского поднятия, образующего критическое направление для первых двух структур.

Выводы

В результате проведенных геохимических исследований почвогрунтов установлено, что Чулаканская площадь перспективна на поиски газоконденсатных залежей с нефтяными оторочками. Закартированные аномальные геохимические поля углеводородов свидетельствуют о наличии миграционных потоков от залежей.

Аномалии полей гелия в совокупности с данными сейсморазведки МОГТ 2D свидетельствуют о наличии путей миграции УВ и гелия к поверхности. Вертикальная миграция по ослабленным зонам на этой площади связана с залежами углеводородов.

Состав ароматических УВ в газах, сорбированных почвогрунтами, и соотношения отдельных компонентов (бензол/толуол, сумма ксилолов/толуол) обусловлены особенностями химического состава нефтей этого региона. Ксилолы преобладают над остальными аренами как в нефти, так и в потоке рассеяния УВ, что свидетельствует об эпигенетической природе выявленных аномалий ароматических УВ.

Нейронные методы рекомендуется включать в состав интерпретационных процедур при обработке данных геохимических поисков нефти и газа.

Полученные данные позволяют рекомендовать поисковое бурение на Чулаканской площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Битнер А.К. Особенности геологии и геохимии триады «нефть – конденсат – газ» залежей Южно-Тунгусской нефтегазоносной области и перспективы их комплексного использования. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 113 с.

2. Битнер А. К. Прогноз геохимическими методами нефтегазоносности локальных площадей на западе Сибирской платформы // Наземные геохимические исследования при поисках месторождений нефти и газа. – М., 1987. – С. 75–84.

3. Битнер А. К., Поздняков В. А. Новые технологии геологической разведки. Месторождения углеводородов Сибирской платформы и прилегающих территорий. – Красноярск: СФГУ, 2017. – 324 с. 4. Гафуров Д. О., Гафуров О. М., Конторович В. А. Возможности интерпретации геолого-геофизических данных на основе обучаемых нейронных сетей // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – № 3. – С. 85–94.

5. Гафуров Д. О., Гафуров О. М., Конторович В. А. Интерпретация данных геофизических исследований Талаканского нефтегазоконденсатного месторождения обучаемыми нейронными сетями, прогноз строения осинского горизонта // Технологии сейсморазведки. – 2014. – № 4. – С. 85–92.

6. **Дробот Д. И.** История нефтегазообразования и оценка нефтегазоносности докембрийских и кембрийских отложений Сибирской платформы: автореф. дис. ... д. г.-м. н. – Новосибирск, 1988. – 32 с.

7. Коротаев Ю. П., Степанова Г. С., Критская С. Л. Классификация газовых, газоконденсатных и нефтяных месторождений по составу пластовой смеси // Газовая промышленность. – 1974. – № 9. – С. 23–24.

8. **Курчиков А. Р., Тимшанов Р. И.** Связь полей распределения содержаний бензола и толуола в подпочвенных глинах с нефтегазоносностью отложений (на примере месторождений юга Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых меторождений. – 2012. – № 10. – С. 10–18.

9. **Нефтегазоносность** докембрийских толщ Куюмбинско-ЮрубченоТохомского ареала нефтегазонакопления / В. В. Харахинов, С. И. Шленкин, В. А. Зеренинов и др. // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2011. – Т. 6, № 1. – URL: http://www.ngtp.ru/rub/4/12_2011.pdf.

10. Патент 2477499 РФ. Способ определения мест заложения эксплуатационных скважин при разработке месторождений / О. М. Гафуров, Д. О. Гафуров, М. В. Панков и др. – № 20111254/28; заявл. 20.06.2011; опубл. 10.03.2013. Бюл. № 7. – 12 с.

11. Томилов А. А. Исследование влияния тектонического фактора на формирование, поиски и разработку месторождений нефти и газа: автореф. дис. ... к. г.-м. н. – Тюмень, 2017. – 20 с.

REFERENCES

1. Bitner A.K. Osobennosti geologii i geokhimii triady "neft – kondensat – gaz" zalezhey Yuzhno-Tungusskoy neftegazonosnoy oblasti i perspektivy ikh kompleksnogo ispolzovaniya [Features of the geology and geochemistry of the "oil – condensate – gas" triad of the deposits of South Tunguska oil and gas region and prospects for their integrated use]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2010. 113 p. (In Russ.).

2. Bitner A.K. [Petroleum potential prospects of local areas in the west of the Siberian Platform carried out by geochemical methods]. *Nazemnyye geokhimicheskiye issledovaniya pri poiskakh mestorozhdeniy nefti i gaza* [Ground-based geochemical survey in the exploration for oil and gas fields]. Moscow, 1987, pp. 75–84. (In Russ.). 3. Bitner A.K., Pozdnyakov V.A. Novyye tekhnologii geologicheskoy razvedki. Mestorozhdeniya uglevodorodov Sibirskoy platformy i prilegayushchikh territoriy [New technologies of geological exploration. Hydrocarbon fields of the Siberian Platform and adjacent territories]. Krasnoyarsk, SFU Publ., 2017. 324 p. (In Russ.).

4. Gafurov D.O., Gafurov O.M., Kontorovich V.A. [Possibilities of geological-geophysical data interpretation by taught neural networks]. *Geologiya i mineralnosyryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2017, no. 3, pp. 85–94. (In Russ.).

5. Gafurov D.O., Gafurov O.M., Kontorovich V.A. [Interpretation of well log data from Talakan oil-gascondensate field and prediction of the Osa reservoir architecture from neural network analysis]. *Tekhnologii seysmorazvedki – Seismic Technologies*, 2014, no. 4, pp. 85–92. (In Russ.).

6. Drobot D.I. Istoriya neftegazoobrazovaniya i otsenka neftegazonosnosti dokembriyskikh i kembriyskikh otlozheniy. Avtoref. dokt. dis. [The history of oil and gas generation and assessment of oil and gas potential of Precambrian and Cambrian deposits of the Siberian Platform. Author's abstract of DSc thesis]. Novosibirsk, 1988. 32 p. (In Russ.).

7. Korotaev Yu.P., Stepanova G.S., Kritskaya S.L. [Classification of gas, gas-condensate and oil fields by the strata mixture composition]. *Gazovaya promyshlennost*, 1974, no. 9, pp. 23–24. (In Russ.).

8. Kurchikov A.R., Timshanov R.I. [Relation of benzol and toluol distribution fields in subsoil clays with oil-bearing rocks (on the example of the deposits at the south of West Siberia]. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy – Geology, Geophysics and Development of Oil and Gas Fields,* 2012, no. 10, pp. 10–18. (In Russ.).

9. Kharakhinov V.V., Shlenkin S.I., Zereninov V.A., et al. [Petroleum potential of Precambrian strata of Kuyumbinsko-Yurubcheno-Tokhomsky oil and gas accumulation area]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika – Petroleum Geology. Theoretical and Applied Studies*, 2011, vol. 6, no. 1. URL: http://www.ngtp.ru/rub/4/12_2011.pdf. (In Russ.).

10. Gafurov O.M., Gafurov D.O., Pankov M.V., et al. Patent 2477499 RF. Sposob opredeleniya mest zalozheniya skvazhin pri razrabotke mestorozhdeniy, № 20111254/28; zayavl. 20.06.2011; opubl. 10.03.2013. [Patent 2477499 RF. Method for determining locations of wells during field development, no. 20111254/28; applic. 20.06.2011; publ. 10.03.2013]. Bulleten № 7 – Bulletin no. 7, 12 p.(In Russ.).

11. Tomilov A.A. *Issledovaniye vliyaniya tektonichesk*ogo faktora na formirovaniye, poiski i razrabotku mestorozhdeniy nefti i gaza: avtoref. kand. dis. [Investigation of the tectonic factor influence on the formation, exploration and development of oil and gas fields: Author's abstract of DSc thesis]. Tyumen, 2017. 20 p. (In Russ.).

> © А. К. Битнер, Д. О. Гафуров, О. М. Гафуров, Н. В. Мышевский, Е. В. Теменёва, А.О. Гафуров, А. В. Самков, 2022

УДК 630.182:631.41

СТРАТИГРАФИЯ И ДИНАМИКА АККУМУЛЯЦИИ ТОРФА И УГЛЕРОДА НА РЯМАХ БАРАБИНСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ В ГОЛОЦЕНЕ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Ю. И. Прейс¹, Г. А. Леонова², А. Е. Мальцев²

¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия; ²Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Выполнены детальные исследования свойств торфяных разрезов Шерстобитовского и Убинского Горелого рямов и их датирование (13¹⁴C дат). Получены первые данные по динамике накопления торфа и углерода на олиготрофных болотах Барабинской лесостепи Западной Сибири в голоцене. Торфяные залежи этих разрезов: смешанная многослойная лесо-топяная и верховая фускум толщиной 2,5 и 3,47 м, возрастом 5254 и 6472 кал. л. н., с общими запасами абсолютно сухого торфа 200 и 267 кг/м² и углерода 91 и 124 кг C/м² соответственно. Долговременные скорости аккумуляции торфа равны 37,6 и 40,9 г·м⁻²/год, углерода – 17,1 и 19,0 г C·м⁻²/год, пределы варьирования скорости аккумуляции торфа в различные периоды формирования болот – 14,2–78,8 и 14,8–59,0 г·м⁻²/год, углерода – 6,7–32,6 и 6,8–27,5 г C·м⁻²/год. Выявлена зависимость динамики торфонакопления от гидротермических режимов климата второй половины голоцена, генезиса и возраста разрезов, локальных условий их формирования. Подтверждено, что отложение торфов на сапропелях озер и органоминеральных отложениях тростниковых займищ происходило после периодов аридизации климата. Выявлены существенные отличия последующей динамики торфонакопления от наличия и местоположения первичных озер на болотных массивах.

Ключевые слова: рям, торф, углерод, аккумуляция, многолетняя мерзлота, голоцен, Барабинская лесостепь.

STRATIGRAPHY AND DYNAMICS OF PEAT AND CARBON ACCUMULATION ON THE RYAMS OF THE BARABA FOREST-STEPPE IN THE HOLOCENE (WEST SIBERIA)

Yu. I. Preys¹, G. A. Leonova², A. E. Maltsev²

¹Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia; ²Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia`

Detailed studies of the properties and dating (13 ¹⁴C dates) of peat sections of the Sherstobitovo and Ubinskoe burnt ryams were carried out. The first data on the dynamics of peat and carbon accumulation in the oligotrophic bogs of the Baraba forest-steppe of West Siberia in the Holocene were obtained. The peat deposits of these sections, respectively, are mixed multilayer forest-swamp and high moor fuscum, 2.5 and 3.47 m thick, 5254 and 6472 cal. years ago, with total reserves of absolutely dry peat – 200 and 267 kg m⁻² and carbon – 91 and 124 kg C m⁻². The long-term peat accumulation rates are 37.6 and 40.9 g m⁻² yr⁻¹, carbon – 17.1 and 19.0 g C m⁻² yr⁻¹, the limits of variation of peat accumulation rates in various periods of bog formation are 14.2–78.8 and 14.8–59.0 g m⁻² yr⁻¹, carbon – 6.7–32.6 and 6.8–27.5 g C m⁻² yr⁻¹. The dependence of peat accumulation dynamics on the hydrothermal climate regimes of the second half of the Holocene, the genesis and age of sections, and the local conditions of their formation is revealed. The confirmed deposition of peats on lake sapropels and organomineral deposits of reed inundated plains occurred after periods of climate aridization. Significant differences between the subsequent dynamics of peat accumulation and presence and location of primary lakes in bog massifs were revealed.

Keywords: ryams, peat, carbon, accumulation, eternal frost, Holocene, Baraba forest-steppe.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-1-36-47

В свете современного глобального изменения климата актуальны краткосрочные прогнозы функционального состояния болот, особенно экотонных зон, наиболее чутко реагирующих на эти изменения. Рямы Барабинской лесостепи, несмотря на их ограниченное распространение, играют значительную положительную роль в поддержании гидрологического режима окружающей их территории, являясь природными фильтрами, которые очищают окружающую среду от тяжелых металов и радиоактивных элементов, а также ценными природоохранными объектами местообитания редких видов животных и растений. Из их торфов можно получить высокоэффективные биологически активные препараты медицинского и сельскохозяйственного направлений при ограниченном использовании сырья. В то же время нативное состояние рямов рассматриваемой территории уже сильно нарушено мелиорацией и пожарами, возрастание отрицательных последствий которых в условиях современного потепления климата может привести к потере этих ценных природных объектов. Для прогноза изменения функционального состояния необходимы знания об их генезисе, закономерностях развития и динамике торфонакопления как отклике на климатические изменения голоцена. Несмотря на высокую степень разведанности торфяных ресурсов Барабы, имеющиеся материалы невозможно использовать
для целей нашего исследования в связи с отсутствием данных по возрасту торфяных месторождений. При изучении болот Барабы обычно датировались лишь придонные слои залежей, плотность торфов не определялась. Поэтому имеются сведения только по скорости вертикального прироста торфа для шести эвтрофных и двух олиготрофных болот – рямов, обобщенные в [1].

Цель работы — получить количественные показатели аккумуляции торфа и углерода на рямах Барабинской лесостепи и выявить локальные особенности ее динамики как отклик на климатические изменения голоцена.

Объекты и методы исследования

Основными объектами исследования являлись два олиготрофных болота Барабинской лесостепи в пределах Новосибирской области: Убинский Горелый рям (55°18'40'' с. ш., 79°42'25'' в. д.), расположенный у пос. Убинское в Убинском районе, и Шерстобитовский рям (54°58'58'' с. ш., 81°0'58'' в. д.) – возле с. Шерстобитово в Чулымском районе. В работе использованы также данные по Гуськовскому ряму (55°13' с. ш., 81°18' в. д.), находящемуся у с. Гуськово Чулымского района Новосибирской области. Все рямы подвергались антропогенному влиянию. На Убинском Горелом ряме имеется густая мелиоративная сеть из обводного, магистрального и боковых каналов, на двух других – обводные каналы.

Район исследований находится на территории Барабинской аккумулятивной равнины с абсолютными отметками 105–165 м. Климат района континентальный. Лесостепь Западной Сибири входит в зону недостаточно влажного климата, с теплым летом и умеренно суровой зимой. Согласно данным метеостанции Барабинска за период наблюдения в 1940–2012 гг. среднегодовая температура составляет 0,43±1,19 °С, средняя температура января – –19,0±4,4 °С, июля – +19,02±1,61 °С; количество осадков – 368±70 мм/год. Преобладают осадки теплого периода (апрель – октябрь), в который выпадает 266±62 мм осадков, в то время как в холодный период всего 102±40 мм. Характерно значительное варьирование погодных условий по годам [3].

Изученные разрезы расположены в подзоне северной лесостепи и на границе с подзоной южной лесостепи.

В раннеосенние периоды 2013, 2017 и 2018 гг. на двух ключевых участках болот выполнено геоботаническое обследование. Отобраны монолиты поверхностных слоев торфа, а также керны пробоотборочным буром БТГ-1 в пяти параллельных скважинах на полную глубину залежи до минерального грунта. При опробовании фиксировалось наличие палеостратиграфических рубежей (ПСР) – границ двух слоев торфа, резко различающихся по ботаническому составу и свойствам, прослоек горелого торфа и макроугольков. Монолит был разделен на пробы торфа (2—5 см) и керны (5 см) для датирования и аналитических исследований их свойств. Образцы торфа проанализированы на ботанический состав микроскопическим методом, степень разложения (*R*) — методом центрифугирования [12], а зольность (*A*), кислотность (рН), плотность (*P*), весовую влажность (*W*) торфа — по методикам Инсторфа [7] с использованием рН-метра HI 8314 для измерения кислотности.

В 36 пробах разрезов Убинского Горелого и Шерстобитовского рямов определено содержание С в органическом веществе (ОВ) аболютно сухого торфа (АСТ) методом органического элементного анализа [13] на автоматическом CHNS-анализаторе (НИОХ СО РАН).

По ботаническому составу торфа выполнена реконструкция палеофитоценозов, а также водного режима болотных палеоэкотопов методом расчета индекса влажности (IW) [4]. Хронология торфонакопления двух торфяных разрезов (ТР) изученных рямов основана на 13 ¹⁴С-датах, полученных в Центре коллективного пользования Института мониторинга климатических и экологических систем (ИМКЭС) СО РАН (аналитики В. Н. Мелков, Г. В. Симонова), и 11 датах ТР Гуськовского ряма, полученных в лаборатории четвертичной геологии Института геологии и геофизики (ИГиГ) СО РАН (данные переданы нам аналитиком Л. А. Орловой). Образцы по Гуськовскому ряму были отобраны в 1989 г. В. И. Валуцким (Центральный сибирский ботанический сад, Новосибирск). Для определения наличия либо отсутствия перерывов торфонакопления выполнено датирование пар соседних образцов ПСР. Все даты прокалиброваны при помощи программного обеспечения CALIB 7.0.4 Calib Manual [21] с использованием калибровочной базы IntCal13 [20] в системе ВР (Before Present) от 1950 г. Даты приведены с двумя доверительными интервалами 16 и 26. На Шерстобитовском ряме датирование поверхностных слоев торфяной залежи по ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs выполнено к. г.-м. н. М. С. Мельгуновым [9].

По плотности абсолютно сухого торфа (АСТ), его ОВ и С рассчитаны их послойные кумулятивные массы и общие запасы в залежах разрезов. Использование этих показателей, а также детального датирования позволили впервые для болот Барабинской лесостепи построить модели зависимости их кумулятивной массы от возраста и получить данные по скорости аккумуляции (V_{ак}) АСТ, его ОВ и С. Получены также модели «возраст – глубина» и данные по скорости вертикального прироста торфа (V_{пр}). Расчет послойных возрастов торфяных разрезов проведен с учетом кумулятивной массы ОВ каждого слоя. Все расчеты проведены по двум вариантам: 1) при допущении непрерывного торфонакопления между датировками; 2) с учетом наличия перерывов торфонакопления. По второму варианту для определения возраста слоев торфа и продолжительности периодов прекращения торфонакопления использовались показатели V_{ак} OB соседних слоев-аналогов сходного ботанического состава и *R*, но отлагавшихся в благоприятных условиях. При расчете продолжительности стадии прекращения торфонакопления учитывалось, что возраст конца предшествующей стадии равен сумме возраста слоя торфа и временному периоду его отложения.

Отсутствие данных по плотности торфа разреза Гуськовского ряма позволило получить лишь данные по динамике его вертикального роста. Полученные кривые динамики торфонакопления сопоставлялись с палеоклиматическими кривыми лесостепной зоны Западной Сибири [6, 19], а также с данными других реконструкций климата по индикаторам, содержащимся в озерных отложениях [16].

Общая характеристика ключевых участков рямов

На Убинском Горелом ряме торфяной разрез заложен в приозерной части болота, наиболее антропогенно нарушенной осушением и пожарами, в постпирогенном мезотрофном березово-осиново-кустарничковом фитоценозе с фрагментарным напочвенным покровом из пятен эвтрофных зеленых мхов, сформировавшемся на месте типичного для рямов олиготрофного сосново-кустарничковосфагнового фитоценоза. Напочвенный покров из Sphagnum fuscum (Schimp.) Н. Klinggr., основного торфообразователя рямов, отсутствует. На мертвопокровных пятнах, черных от горелого торфа, формируется лесная подстилка. Микрорельеф образован приствольными повышениями, межствольными понижениями и пирогенными западинами. Поверхность сухая, плотная. Верхний слой торфа более разложившийся, уплотненный, обогащен угольками. Уровень болотных вод (УБВ) находился на глубине 24-30 см. Все это свидетельствует о значительном обсыхании поверхности болота, увеличении его трофности, а отсутствие основного торфообразователя, выгорание и сработка торфяной залежи – об уменьшении скорости возобновления торфяных ресурсов.

На Шерстобитовском ряме торфяной разрез заложен на западном склоне выпуклого верховика в мезоолиготрофном березово-сосново-кустарничково-сфагновом фитоценозе со сплошным напочвенным покровом из сфагновых мхов, в котором преобладают Sphagnum russowii Warnst. и S. magellanicum Brid., менее обильны S. angustifolium (Russ. ex Russ.) С. Jens. и S. fuscum. Микрорельеф представлен крупными сфагновыми кочками и подушками. В межкочечных понижениях, на которых проводилось опробование торфяной залежи, УБВ находился на глубине 14 см. Современное функциональное состояние Шерстобитовского ряма слабо нарушено мелиорацией и пожарами, появился обильный молодой древостой из березы и незначительно изменились свойства поверхностного слоя торфа в межкочечных понижениях. Более подробная характеристика структуры и видового состава растительных сообществ этих рямов приведены в [9].

Стратиграфия и свойства торфяных разрезов

Торфяная залежь разреза Убинского Горелого ряма верховая, фускум, толщиной 3,47 м. Ниже, до 3,72 м, залегают сапропелевидные органоминеральные отложения (ОМО) озерного генезиса, подстилающиеся белыми глинами (рис. 1).

ОМО озерного генезиса состоят из смеси остатков макрофитов и эвтрофных прибрежно-водных растений. Нижний слой залежи образован низинными торфами, в основном травяно-сфагновым и сфагновым, из остатков тростника, осок и *Sphagnum teres*, а также рогоза. Имеются прослойки древеснотравяного и травяно-мохового торфов. На границе слоев торфа низинного и верхового типа (257 см) залегает тонкая прослойка низинного древеснотравяного торфа с вейником, выше – мощный слой верхового фускум-торфа с прослойками верхового древесного – на поверхности залежи. Характерно наличие макроугольков и прослоек горелого торфа практически во всем разрезе.

Торфяная залежь разреза Шерстобитовского ряма смешанная многослойная лесо-топяная, толщина ее 2,5 м. Ниже, до 2,70 м, залегают ОМО, которые до 2,8 м подстилаются гумусированными минеральными отложениями (МО), а затем белыми глинами. МО и ОМО формировались в тростниковом займище, окружающем озеро. Нижний слой торфяной залежи (толщиной 180 см) образован низинными видами торфов: травяно-сфагновым, сфагновым (терес), древесно-травяным и травяным, в основном из остатков тростника, осок и вахты. Выше залегает 70-сантиметровый слой верхового магелланикум-торфа с прослойкой соснового.

Для торфяных залежей этих рямов характерны отсутствие слоя переходного торфа, резкая граница между слоями верховых и низинных торфов. Нарушениями стратиграфии, типичной для аутогенного развития болот, является также наличие прослоек с древесными остатками и многочисленных экстремумов показателей *R*, *P* и *A* торфа, свидетельствующих о неоднократных обсыханиях поверхности болот.

Торфяная залежь разреза Гуськовского ряма верховая, фускум, толщиной 7,64 м. Ниже, до 8,22 см, залегают ОМО, сформировавшиеся в тростниковом займище. Нижний слой торфяной залежи толщиной 2,64 см из низинных тростникового и тростниково-сфагнового (со *Sphagnum teres*) торфов перекрыт мощным слоем слаборазложившегося верхового фускум-торфа. Слой переходного торфа также отсутствует.

Торфы исследованных разрезов характеризуются преимущественно низкой степенью разложения, нормальной зольностью, относительно невысокими показателями плотности торфа и его ОВ



Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири – 2022, no. 1 – Geology and mineral resources of Siberia

∞ 39 № 1(49) ♦ 2022

Таблица 1

Пределы варьирования (в числителе) и средние показатели (в знаменателе) свойств торфа разрезов Убинского Горелого и Шерстобитовского рямов

Тип слоя торфа	R, %	A, %	Р _{аст} , г/дм ³	Р _{ов} , г/дм ³	С, % в ОВ торфа	W _{ест} , %
		Уби	нский Горелый р	м		
Верховой	<u>5–21</u> 11,4	<u>2,5–14,5</u> 5,5	<u>46–187</u> 75,9	45–173 72,1	46,6–55,3 49,5	74–94 90,5
Низинный	<u>15–26</u> 20,1	<u>8,0–13,5</u> 9,9	45-138 87,4	41–122 78,5	<u>47,7–52,0</u> 51,1	<u>78–94</u> 89,6
Вся залежь	13,8	6,9	79,0	73,2	49,9	90,3
		Ше	рстобитовский ря	M		
Верховой	<u>13–29</u> 18,4	4,1-9,6 6,5	<u>42–94</u> 56,8	<u>38–88</u> 53,1	<u>48,7–52,6</u> 51,0	<u>88–91</u> 89,3
Низинный	<u>16–36</u> 27,1	<u>6,7–34,3</u> <u>11,2</u>	<u>47–203</u> 91,9	42-133 80,7	<u>49,1–52,8</u> <u>51,2</u>	<u>83–91</u> 87,2
Вся залежь	24,5	9,9	80,0	71,1	51,2	87,8

Примечание. Для всей залежи даны средние значения показателей свойств торфа.

(табл. 1). Естественная влажность торфов значительно понижена, особенно в поверхностных и придонных слоях. Верховые сфагновые торфы этих рямов имеют более высокие показатели степени разложения, плотности и зольности по сравнению с типичными верховыми торфами как более гумидных природно-климатических зон Западной Сибири, так и некоторых рямов Барабинской лесостепи, менее нарушенных палео- и современными пожарами и мелиорацией. Так, плотность торфа Николаевского ряма варьирует от 40 до 80 г/дм³, а средняя зольность составляет около 3,9 % [11].

Максимальные значения показателей R, A, *Р* характерны и для придонных слоев торфяных разрезов, и для поверхностных, антропогенно нарушенных. Эстремумы *R* и *P* в средних слоях приурочены к стадиям обсыхания и облесения болот, А – в основном к прослойкам горелого торфа. Повышенная зольность поверхностных слоев связана также с возросшим в XX в. потоком минеральной компоненты из антропогенно загрязненной атмосферы. Более высокие показатели Р_{ср} слоя верхового торфа в ТР Убинского Горелого ряма обусловлены уплотнением его при неоднократных обсыханиях болота в аридные периоды голоцена, а также влиянием более развитой мелиоративной сети. В ТР Шерстобитовского ряма более высокие показатели R_{ср} и A_{ср} слоя верхового торфа связаны с большей долей антропогенно нарушенных торфов в связи с незначительной толщиной этого слоя.

Средние показатели *R*, *A*, *P* слоев низинных торфов закономерно выше, чем верховых. Близкие значения *P*_{ср} ОВ для слоев обоих типов в ТР Убинского Горелого ряма и пониженная *R*_{ср} низинного слоя обусловлена значительной долей в них остатков сфагновых мхов. В целом, низкие показатели *A* слоев низинного торфа свидетельствуют о ее конституционном характере и отсутствии существенного привноса минеральной компоненты извне. Средние значения содержания С в верховых фускум- и магелланикум-торфах исследованных рямов выше на 1,5–3,3 %, чем в таких же видах торфа южнотаежных болот Западной Сибири [17], а в низинных торфах – более низкое или сходное, что согласуется с особенностями их *R*.

Хронология и динамика торфонакопления

Хронология накопления торфа выполнена по 12 из 13 полученных дат (табл. 2). При расчетах была исключена дата 3176±84 лет назад (далее –л. н.), использование которой недопустимо в связи с получением некорректно высоких показателей при использовании близких по значению дат соседних образцов из-за погрешностей, характерных для датирования и калибрования.

Модели «глубина – возраст» рямов (рис. 2, а) и «кумулятивная масса – возраст» исследованных рямов (см. рис. 2, б) имеют тренды, близкие к линейному, и так же, как и модели других болот континентальных регионов, состоят из нескольких линий регрессии и содержат выпуклые фрагменты. Изменение угла наклона линий регрессии соответствует варьированию V_{пр} торфа и V_{ак} его OB, выпуклые отрезки – снижению этих показателей, а близкие к плато – неправомерно низким показателям.

Судя по представленным моделям, в Барабинской лесостепи на рямах разного генезиса скорости прироста торфа (см. рис. 2, а) могут быть сходны, а при одинаковом генезисе значительно различаться. Следовательно, использование показателя средней скорости прироста торфа в рямах лесостепи Западной Сибири для определения предполагаемого возраста конкретного объекта, а также для расчетов накопления торфа и углерода в целом для этой зоны неправомерно.

Общие запасы АСТ, его ОВ и С в залежах Убинского Горелого и Шерстобитовского рямов варьируют в пределах 200–267, 178–248 кг/м² и 91–124 кг С/м²

- № 1(49) ♦ 2022

Радиоуглеродные даты и калиброванный возраст торфяных разрезов Убинского Горелого, Шерстобитовского и Гуськовского рямов

Глубина	Лабораторный	Возраст, ¹⁴ С, л. н.	Калиброванный возраст; максимальное (медианное) значение; кал. л. н.				
ооразца, см номер			16-диапазон	2б-диапазон			
	Убинский Горелый рям						
197	ИМКЭС-486	3165±85	3478 (3401) 3324	3577 (3373) 3169			
202	ИМКЭС-487	3176±84	3483 (3405,5) 3328	3582 (3380,5) 3179			
252	ИМКЭС-433	4079±64	4646 (4516) 4581	4730 (4425) 4577,5			
257	ИМКЭС-432	4105±67	4655 (4590) 4525	4828 (4667,5) 4507			
282	ИМКЭС-466	4366±65	4981 (4917,5) 4854	5072 (4953) 4834			
347	ИМКЭС-435	5641±104	6510 (6408,5) 6307	6670 (6472,5) 6275			
		Шер	остобитовский рям				
70	ИМКЭС-426	1014±55	978 (940,5) 903	1008 (900,5) 793			
75	ИМКЭС-427	1147±56	1089 (1034) 979	1182 (1066,5) 951			
155	ИМКЭС-595	2624±69	2849 (2778) 2707	2879 (2777,5) 2676			
160	ИМКЭС-594	2705±95	2895 (2820,5) 2746	3072 (2883) 2694			
185	ИМКЭС-593	3167±96	3482 (3400,5) 3319	3613 (3379) 3145			
220	ИМКЭС-592	4235±105	4772 (4675,5) 4579	5050 (4778,5) 4507			
250	ИМКЭС-428	4578±72	5187 (5123,5) 5060	5471 (5254) 5037			
		Г	уськовский рям				
15–28	COAH-2819	Современный	-	-			
90–100	COAH-2817	625±115	673 (603,5) 534	793 (622,5) 452			
200–210	COAH-2816	1110±185	1189 (1047) 905	1341 (1013,5) 686			
326–335	COAH-2815	1625±240	1743 (1524) 1305	2073 (1565) 1057			
413–423	COAH-2814	2000±135	2148 (1981,5) 1815	2314 (2003) 1692			
490–500	COAH-2813	2460±310	2871 (2499) 2127	3267 (2539,5) 1812			
579–591	COAH-2812	3120±190	3515 (3296) 3077	3729 (3289) 2849			
668–677	COAH-2811	3670±335	4440 (4008) 3576	4881 (4020) 3159			
750–764	COAH-2810	3910±160	4536 (4313,5) 4091	4824 (4393) 3962			
788–800	COAH-2809	5050±115	5909 (5808,5) 5708	6021 (5803) 5585			
811–822	COAH-2808	5720±100	6575 (6494,5) 6414	6727 (6519) 6311			
a	а Возраст, кал. лет назад б Возраст, кал. лет назад						
0 40 10	90 41 29 40 29 40 29 40 40 40 40 40 40 40 40 40 40 40 40 40	96 44 49 46 45 65	644 0 0B 400 1000 1000	240 240 340 440 440 590 640 590 640			
5 200			5 M ²				
ана,							
§ 400	A00 日本 (1) (1) 11 11 11 11 11 11 11 11 11 11 11 11 1						
600			× 20				
800			<u>2</u>				
	—шр —убгі	р — ГР	25 —]]	IP — УбГР			

Рис. 2. Зависимости глубины (а) и кумулятивной массы ОВ торфа (б) от возраста в торфяных разрезах Шерстобитовского (ШР), Убинского Горелого (УбГР) и Гуськовского (ГР) рямов

соответственно, что зависит прежде всего от мощности их торфяных залежей. В среднем запасы С в этих залежах составляют 107,5 кг С/м², что лишь немного ниже оценочных данных по запасам С в торфе болот Западной Сибири (118 кг С/м²) [15]. ского ряма. На ТР Убинского Горелого и Шерстобитовского рямов V_{np} значительно ниже (табл. 3).

На Убинском Горелом и Шерстобитовском рямах первичные озера расположены на их периферии, а на Гуськовском – внутри болотного массива. Вполне вероятно, что V_{пр} торфа на рямах в значительной степени зависит от местоположения озер.

Максимальный показатель долговременной V_{пр} торфа (1,74 мм/год) характерен для ТР Гуськов-

Таблица З

Тип слоя	Глубина, см	Возраст слоя, кал. л. н.	V _{ак} АСТ, г∙м⁻²/год	V _{ак} ОВ, г∙м ⁻² /год	V _{ак} С, г С∙м⁻²/год	V _{пр} , мм/год
	Убинский Горелый рям					
Верховой	0–252	-634425	39,5	37,1	18,4	0,56
Низинный	252–347	44256472,5	44,4	40,0	20,5	0,46
Вся залежь	0–347	-636472,5	40,9	37,9	19,0	0,53
Шерстобитовский рям						
Верховой	0–70	-63900,5	36,0	33,6	17,2	0,73
Низинный	70–250	900,55254	38,0	33,4	14,4	0,41
Вся залежь	0–250	-635254	37,6	33,4	17,1	0,47

Долговременные скорости прироста (V_{пр}) торфа, скорости аккумуляции (V_{ак}) абсолютно сухого торфа (ACT), его ОВ и С в торфяных залежах изученных рямов и слоев торфа разного типа

Это подтверждает и более высокое значение V_{по} (0,71 мм/год) ТР Убинского ряма [1], также имеющего внутриболотные озера. На значительное дренирующее влияние периферийных озер указывают и многочисленные следы болотных пожаров по всей глубине ТР Убинского Горелого ряма, заложенного в 5 м от берега озера, и более высокие показатели R_{cp} (11,4%) слоя верхового торфа по сравнению с R_{cp} (5,5%) аналогичного слоя ТР, заложенного в центре этого болота [2]. Наличие внутриболотных озер, вероятнее всего, способствовало поддержанию благоприятного для торфонакопления водного режима, особенно в периоды аридизации климата голоцена, а наличие периферийных озер, наоборот, оказывало негативное влияние, понижая уровень болотных вод в периоды регрессии озер.

На ТР Убинского Горелого и Шерстобитовского рямов показатели долговременной $V_{\rm ak}$ АСТ, его ОВ и С для всей залежи и слоев верхового торфа, достаточно сходны (см. табл. 3), несмотря на значительные различия соотношения толщины слоев низинных и верховых торфов у этих рямов. Несколько более низкие значения этих показателей для слоя низинного торфа ТР Шерстобитовского ряма (см. табл. 3) обусловлены, судя по показателям $R_{\rm ср}$ и $W_{\rm ср \, ест}$, (см. табл. 1), большей его преобразованностью.

Незначительные отличия этих показателей Убинского Горелого и Шерстобитовского рямов как в целом для залежей, так и между слоями торфа разного типа (см. табл. 3) обусловлены сходством их плотности (см. табл. 1). Усредненное значение долговременной $V_{a\kappa}$ С по двум изученным рямам (18,0 г С·м⁻²/год) близко минимальному, полученному для низких рямов южнотаежного Бакчарского болота (19,0–27,1 г С·м⁻²/год) [17], и укладывается в пределы варьирования для болот территории бывшего СССР (12–80 г С·м⁻²/год) [18].

Скорость накопления торфа и углерода в течение голоцена изменялась в зависимости от климата, влияющего на гидротермический режим болотных экотопов и состав растительных сообществ. Даже при допущении равномерного торфонакопления между полученными датами скорости прироста тор-



Рис. 3. Динамика скорости прироста торфа в торфяных разрезах Убинского Горелого (УбГР), Шерстобитовского (ШР) и Гуськовского (ГР) рямов

фа (рис. 3) аккумуляции АСТ, ОВ и С в разные периоды формирования рямов значительно варьировали (табл. 4). При этом имеют место как относительно синхронные, однонаправленные тренды их изменения, отражающие глобальные или зональные изменения климата, так и разнонаправленные, отражающие преломление климата локальными условиями (см. рис. 3).

Отклик рямов на изменения климата голоцена

Около 6,5 тыс. л. н. на Убинском Горелом ряме началось отложение торфов на сапропеле в прибрежно-водном ивово-тростниково-рогозовом сообществе. Многие авторы [1] связывают начало образования лесостепных болот на месте обмелевших водоемов именно с периодом голоцена 6,8-5,1 тыс. л. н. На Гуськовском ряме в это время в тростниковом займище начали отлагаться ОМО (см. табл. 2). Указанное время совпадает с концом теплого влажного периода оптимума голоцена. В начале формирования ОМО на Гуськовском ряме с 6519 до 4393 л. н. V_{пр} были низкими – 0,26– 0,31 мм/год. За 1,5 тыс. лет отложилось всего 24 см ОМО. Вероятно, отложение ОМО имело пульсирующий характер. На Убинском Горелом ряме с 6472,5 до 4953 л. н. V_{пр} и V_{ак} АСТ также были относительно невысокими – 0,45 мм/год и 39,3 г⋅м⁻²/год. Это обусловлено тем, что уже около 6,4 тыс. л. н. в Барабинской лесостепи [19] начался самый теплый и сухой

№ 1(49) ♦ 2022

Таблица 4

Nº 1(49) ♦ 2022

Скорости прироста, накопления АСТ торфа, его ОВ и углерода в торфяных разрезах Убинского Горелого и Шерстобитовского рямов в разные периоды их формирования

<i>h</i> , см	Возраст по ¹⁴ С, л. н.	Возраст, кал. л. н.	V _{ак} АСТ, г∙м⁻²/год	V _{ак} OB, г∙м⁻²/год	V _{ак} С, г∙м⁻²/год	V _{пр} , мм/год
	Убинский Горелый рям					
197	3165±85	3373,0	41,2	39,0	19,3	0,57
252	4079±64	4225,0	43,3	39,6	19,8	0,53
257	4105±67	4667,5	14,8	13,3	6,8	0,21
282	4366±65	4953,0	59,0	53,4	27,5	0,88
347	5641±104	6472,5	39,3	35,3	18,1	0,45
			Шерстобитовск	ий рям		
15	-	-14*	116,2	107,7	52,8	3,1
70	1014±55	900,5	31,7	29,7	15,3	0,60
75	1147±56	1066,5	14,2	12,8	6,7	0,30
155	2624±69	2777,5	37,4	34,1	17,6	0,47
160	2705±95	2883	41,5	36,7	18,0	0,47
185	3167±96	3379	47,6	41,6	20,8	0,50
220	4235±105	4778,5	24,0	21,1	11,0	0,25
250	4578±72	5254	78,8	64,6	32,6	0,63

Примечание: * – возраст слоя согласно датированию по ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs [9].



Рис. 4. Динамика скорости прироста торфа в торфяном разрезе Гуськовского ряма (ГР) и скорости аккумуляции органического вещества торфа в разрезах Шерстобитовского (ШР) и Убинского Горелого (УбГР) рямов по двум вариантам расчета (1 – при равномерном торфонакоплении между датами, 2 – при допущении наличия его перерывов); палеоклиматические кривые голоцена: годовой суммы осадков для лесостепи (Q) и температуры июля (T) (по [19])

период оптимума голоцена (рис. 4). Однако несмотря на это в целом наметилась тенденция направленного снижения температур и осадков, и около 5350 л. н. климат достиг максимально холодного сухого состояния.

В последующий период направленного потепления и увеличения влажности климата на Шерстобитовском ряме началось отложение торфов на высокозольных ОМО ранее существовавшего здесь обводненного тростниково-сфагнового займища. Изменение водно-минерального режима, вызвавшее резкое понижение зольности отложений, вероятно, связано с понижением уровня грунтовых вод в предшествующий максимум сухого похолодания, чему могли способствовать регрессии периферийных озер и уменьшение весенних половодий р. Малая Сума, которые ранее, судя по высокой зольности ОМО, затапливали займище. Сначала климат оставался все еще достаточно прохладным, поэтому продолжали отлагаться тростниково-сфагновые торфы. В условиях потепления и возрастания влажности климата обводненность болотных экотопов возросла, поэтому торфонакопление с самого начала было активным (см. табл. 4, рис. 4). В это время на Убинском Горелом ряме обводненность болотных палеоэкотопов тоже была высокой и также отлагались слаборазложившиеся тростниковосфагновые торфы. Поэтому вполне вероятно, что

активизация торфонакопления началась здесь, как и на Шерстобитовским ряме, около 5250 л. н. (см. рис. 4, УбГР 2). В последующий период скорости торфонакопления на них резко понизились, на Убинском Горелом ряме – с 4667,5 до 4425 л. н. ¹(см. табл. 4, рис. 4). Произошло обсыхание и облесение поверхности этих рямов. На Убинском Горелом ряме начало данного периода совпадает с таковым более прохладного и сухого климата – около 4600-4700 л. н. [6, 19]. Катастрофический переход с эвтрофной на олиготрофную стадию развития (со Sphagnum fuscum) произошел 4425 л. н., и аккуммуляция торфа стала более активной. По [6, 19] это произошло в условиях максимально теплого и влажного климата. Известно, что для трансгрессии сфагновых мхов оптимальны влажные похолодания [1]. Это подтверждает и появление остатков S. teres в торфяных разрезах исследованных рямов (см. рис. 1) в период направленного похолодания и еще достаточно влажного климата.

Однако переход на эвтрофную сфагновую стадию развития имеет постепенный характер. Поэтому, по нашему мнению, обязательным условием для катастрофического перехода с эвтрофной стадии развития на олиготрофную при потеплении климата является наличие как минимум многолетнемерзлого (ММ) или длительно сезонномерзлого водоупора. Именно мерзлый водоупор изолирует деятельный слой залежи от богатых болотных вод нижезалегающих слоев, а при потеплении климата формирование слабоминерализованной верховодки над мерзлым слоем создает наиболее благоприятные условия для активной трансгрессии олиготрофных сфагновых мхов на экотопы низинных болот. Согласно второму варианту рассчетов возрастов при допущении наличия прекращений торфонакопления на этом ряме около 4605 л. н. произошло кратковременное (около 180 лет) прекращение торфонакопления, вероятнее всего, в связи со значительным обсыханием поверхности, которое и способствовало глубокому промерзанию залежи. По [6], начало прекращения совпадает с одним из наиболее сухих периодов. С 4425 л. н. скорость накопления торфа повысилась до среднего уровня (см. табл. 4) и до настоящего времени оставалась практически постоянной (возможно, из-за отсутствия датировок моложе 3373 л. н.).

На Шерстобитовском ряме в период снижения скорости торфонакопления отложился более мощный (200–220 см) слой древесно-тростникового торфа (см. рис. 1). Повышение *IW*, преобладание остатков вахты и наличие камыша свидетельствуют о том, что на глубине 200 см обводненность палеоэкотопа резко возросла. Кроме того, максимальное обсыхание поверхности на глубине 205 см, судя по *R* и *P* торфа, позволяют рассматривать контакт указанных слоев как палеостратиграфический рубеж, отражающий прекращение торфонакопления. По второму варианту расчета возрастов стадия облесения и активного накопления торфа длилась до 4565 л. н. (см. рис. 4), торфонакопление прекратилось на длительный срок и возобновилось около 3660 или 3380 л. н. (по первому варианту) в условиях влажных похолоданий.

На Гуськовском ряме около 4393 л. н. при максимальном потеплении и увлажнении климата началось отложение торфов на ОМО, и скорость прироста торфа резко возросла. Однако уже около 4020 л. н. она резко понизилась, но оставалась достаточно высокой по сравнению с другими рямами. Понижение активности роста болота произошло в период, близкий по времени к глобальному сухому похолоданию, возраст экстремума которого в Барабинской лесостепи около 4100 л. н. [19] (см. рис. 4). Длительное время (до 2540 л. н.) скорость прироста торфа оставалась относительно постоянной (см. рис. 4, табл. 4). В этот период климат неоднократно менялся. По [19], он был в основном более холодным и влажным, но имели место и экстремумы сухих и средневлажных похолоданий около 3350, 2965, 2700 л. н.; по [16] с 3,9 тыс. л. н. (в среднесуббореальный оптимум) климат был в основном аридным. Об определяющем влиянии климатически обусловленного понижения уровня болотных вод на снижение активности прироста этого болота косвенно свидетельствуют приуроченные к данному периоду многочисленные слои, обогащенные древесными остатками разрезов двух исследованных рямов (см. рис. 1), и прослойки горелого или с макроугольками торфа разреза Убинского горелого ряма.

На Шерстобитовском ряме в период возобновления торфонакопления его скорость возросла в 2 раза, но не достигла значений, характерных для начала формирования болота. С 2883 л. н. скорость торфонакопления несколько понизилась и длительное время (до 1066 л. н.) оставалась практически на одном среднем уровне. Начало данного периода близко по возрасту глобальному похолоданию около 2800 л. н. Мнения о режиме увлажнения этого похолодания в Барабинской лесостепи противоречивы. Возраст экстремума указанного достаточно влажного похолодания 2720 л. н. [6] или 2965 л. н. [19]. Однако согласно реконструкции, выполненной по понижению палеоуровня оз. Белое [16], с 3,4 до 2,3 тыс. л. н. условия были максимально холодными и сухими. Эти сухие, пусть даже кратковременные, периоды отрицательно влияли на функциональное состояние рямов, в том числе на накопление торфа. Кроме того, вполне вероятно, что и ухудшение температурного режима влияло на скорость торфонакопления в связи со снижением продуктивности болотной растительности. Об этом косвенно свидетельствует и некоторое увеличение скорости прироста торфа на Гуськовском ряме 2003–2540 л. н., когда был выявлен экстремум потепления [19].

¹Здесь и далее приведены калиброванные возрасты.

На Гуськовском ряме активизация прироста торфа началась с 2486 л. н. в относительно теплый влажный период после относительно более холодного и сухого [19]. Произошел переход на олиготрофную стадию развития. В дальнейшем скорость прироста торфа продолжала возрастать и достигла максимума (2,88 мм/год) в период 622,5-1013,5 л. н., соответствующий МКО и началу последующего влажного похолодания [19]. Несмотря на значительные колебания гидротермического режима, климат этого периода усиленного роста болота в целом характеризовался направленным похолоданием и более низкой влажностью по сравнению с предшествующим. Наиболее вероятно, что отсутствие отрицательного влияния понижения влажности климата обусловлено наличием у плотной дернины Shagnum fuscum (основного торфообразователя на олиготрофной стадии развития этого болота) ряда адаптационных механизмов к перенесению недостатка влаги [10]. Благоприятное влияние на вертикальный рост болота, возможно, оказывало наличие внутриболотных озер, а также усиление буферных свойств самого болота за счет увеличения его площади и отложившегося к этому времени 4-метрового слоя торфа. Последнее косвенно подтверждают и противоположные тенденции аккумуляции торфа в период около 900-1066 л. н. на ТР Шерстобитовского ряма, который находился на эвтрофной травяной стадии развития и имел менее мощный слой торфа и первичные озера на периферии этого болота. На указанном ТР произошло обсыхание и облесение поверхности и резко (до минимальных значений) понизилась скорость торфонакопления. Вполне вероятно, что здесь имело место кратковременное (не более 100 лет) прекращение торфонакопления. Климат данного периода, согласно [6, 19], сначала был теплым сухим, затем теплым влажным и холодным влажным. Последний совпадает по возрасту с глобальным похолоданием, минимумом Оорта (1010-1050 гг., или 940-900 л. н.). Около 900 л. н. произошел катастрофический переход данного участка болота на олиготрофную стадию развития. Такой переход, по нашему мнению, как и на других рямах, мог быть обусловлен только наличием многолетемерзлого водоупора. Сначала обсыхание и облесение поверхности привело к значительному понижению скорости торфонакопления или даже вызвало его кратковременное прекращение, а также создало условия для формирования многолетнемерзлого водоупора или слоя длительно оттаивающей сезонной мерзлоты в последующий период влажного направленного похолодания. С 900 до -14 л. н. (1964 г.) скорость торфонакопления снова повысилась, но была немного ниже, чем до периода ее снижения. Это был в основном Малый ледниковый период (МЛП). При этом около 525 л. н., в минимум Шперера (1450–1540 гг.), произошло значительное обсыхание, облесение поверхности ряма и отложение слоя соснового торфа. Все это, вероятно, и обусловило более низкий показатель скорости торфонакопления. Согласно датированию по ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs, с 1964 г. (–14...–12 л. н.) для верхнего 15-сантиметрового слоя получена максимальная скорость торфонакопления. Однако этот показатель отражает в основном еще не полное преобразование растительных остатков в торф.

Nº 1(49) ♦ 2022

На Гуськовском ряме с 622,5 л. н. $V_{\rm np}$ торфа несколько понизилась, но оставалась относительно высокой до настоящего времени. Вероятнее всего, более низкий показатель $V_{\rm np}$ в значительной мере обусловлен как климатическими факторами — направленным потеплением и аридизацией климата после МЛП, так и аутогенным — ухудшением водного режима в связи с приобретением болотным массивом резко выпуклой формы, а также антропогенным — усадкой залежи в связи с влиянием мелиорации на водный режим ряма.

Выводы

В результате проведенных исследований стратиграфии и динамики торфонакопления на рямах Барабинской лесостепи установлено, что в начале суббореального периода голоцена заболачивание, т. е. отложение торфов на сапропелевидных ОМО озер или ОМО займищ, а также активизация торфонакопления происходили при потеплениях и возрастании влажности климата, чему способствовали предшествующие аридизация климата или сухие похолодания. В последующие периоды голоцена активизации торфонакопления благоприятствовали похолодания.

Наряду с обнаруженной синхронностью отклика исследованных рямов на изменения палеоклимата и сходством трендов скоростей торфонакопления на некоторых стадиях их развития выявлены асинхронность, разнонаправленность трендов и значительные различия показателей скорости торфонакопления, которые отражают локальные условия формирования, особенно обусловленные местоположением первичных озер на болотных массивах. Сравнительный анализ динамики торфонакопления на трех рямах установил значительное отрицательное влияние периферийных озер на скорости накопления торфа и углерода, особенно в засушливые периоды. Регрессии данных озер способствовали неоднократным обсыханиям и облесениям поверхности рямов, что значительно снижало скорость торфонакопления или даже прекращало его, а возникающие при этом болотные пожары приводили к потере торфяных запасов. Обсыхания способствуют глубокому промерзанию торфяных залежей. Поэтому вполне вероятно, что в периоды последующих глобальных похолоданий формировались многолетнемерзлые водоупоры, способствующие катастрофической олиготрофизации растительных сообществ в периоды последующих потеплений. Однако закономерное повышение скорости прироста при отложении верховых сфагновых торфов на Гуськовском ряме на двух других гасилось палеопожарами, а в ХХ в. – современными пожарами и антропогенным влиянием – мелиорацией.

Общепризнано, что олиготрофизация болот Барабинской лесостепи – результат их аутогенного развития, постепенного процесса смены эвтрофной стадии на мезотрофную и далее на олиготрофную в условиях направленного похолодания климата верхнего голоцена [1, 11 и др.]. Мы согласны с наличием здесь аутогенной олиготрофизации. Однако на исследованных нами рямах смена эвтрофных стадий на олиготрофную имела катастрофический характер и не связана с уменьшением трофности палеоэкотопов по мере отложения торфов. По Н. А. Хотинскому [14], такой характер перехода болот Западной и Восточной Европы на атмосферное питание был обусловлен наличием водоупора – сильноразложившегося слоя торфа. Обсыхание и облесение болот Барабы происходило, но без значительного разложения торфа. Последнее не позволяет принять для рямов Барабы и данное мнение. Возраст этих переходов приурочен к началу потеплений после глобальных похолоданий и совпадает с возрастом палеокриогенных процессов на болотах лесной зоны Западной Сибири [8]. Это свидетельствует о климатической обусловленности олиготрофизации и подтверждает наш вывод о влиянии многолетней мерзлоты на возникновение изученных нами рямов и, соответственно, на динамику торфонакопления.

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН в рамках государственного задания Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, проект № 121031300155-8, и регионального проекта РФФИ № 17-45-540063р_а «Комплексный геоэкологический мониторинг верховых болот Барабинской лесостепи Западной Сибири (Новосибирская область)».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение / О. Л. Лисс, Л. И. Абрамова, Н. А. Аветов и др. – Тула: Гриф и К°, 2001. – 584 с.

2. Бронзова Г. Я. Барабинские рямы // Почвоведение. – 1936. – № 2. – С. 258–267.

3. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации. Мировой центр данных. – URL: http://aisori.meteo. ru/waisori. – (Дата обращения: 02.04.2019).

4. Елина Г. А., Юрковская Т. К. Методы определения палеогидрологического режима как основа объективизации причин сукцессий растительности болот // Ботанический журнал. – 1992. – Т. 77, № 7. – С. 120–124.

5. **Косых Н. П.** Биологическая продуктивность болот лесостепной зоны // Вестн. ТГПУ. – 2009. – № 3 (81). – С. 87–90.

6. **Левина Т. П., Орлова Л. А.** Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34, № 3. – С. 38–55.

7. **Лиштван И. И., Король Н. Т.** Основные свойства торфа и методы их определения. – Минск: Наука и техника, 1975. – 318 с.

8. **Прейс Ю. И.** Палеокриогенные процессы в торфяных отложениях юго-востока Западной Сибири // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: тр. междунар. конф. – Тюмень: Эпоха, 2015. – С. 305–308.

9. **Природные** радиоизотопы и ¹³⁷Сs в разрезе Шерстобитовского верхового болота Барабинской лесостепи (Западная Сибирь) / Г. А. Леонова, М. С. Мельгунов, К. А. Мезина и др. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2021. – № 1(45). – С. 96–109.

10. **Смоляницкий Л. Я.** Некоторые закономерности формирования дернины сфагновых мхов // Ботанический журнал. – 1977. – Т. 62, № 9. – С. 1262–1272.

11. Степанова В. А., Волкова И. И. Особенности генезиса Николаевского ряма в лесостепи Западной Сибири // Вестн. ТГУ. Биология. – 2017. – № 40. – С. 202–223.

12. **Торфяные** месторождения и их разведка / С. Н. Тюремнов, И. Ф. Ларгин, С. Ф. Ефимова, Е. И. Скобеева. – М.: Недра, 1977. – 264 с.

13. Фадеева В. П., Тихова В. Д., Никуличева О. Н. Элементный анализ органических соединений с использованием автоматических CHNSанализаторов // Журнал аналитической химии. – 2008. – Т. 63, № 11. – С. 1197–1210.

14. **Хотинский Н. А.** Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 197 с.

15. A high-resolution GIS-based inventory of the west Siberian peat carbon pool / Y. Sheng, L. C. Smith, G. M. MacDonald et al. // Global Biogeochem Cycles. – 2004. – Vol. 18, GB3004.

16. **An abrupt** ecosystem change in Lake Beloye, southern Western Siberia: palaeoclimate versus local environment / S. K. Krivonogov, M. Yamamuro, H. Takahara et al. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2012. – Vol. 331–332. – P. 194–206.

17. Borren W., Bleuten W., Lapshina E. D. Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of Western Siberia // Quaternary Research. – 2004. - Vol. 61. - P. 42-51.

18. **Carbon** pools and accumulation in peatlands of the Former Soviet Union / M. S. Boch, K. I. Kobak, T. S. Vinson, T. P. Kolchugina // Global Biogeochemical Cycles. – 1995. – Vol. 9, no. 1. – P. 37–46.

19. **Environmental** dynamics of the Baraba foreststeppe (Siberia) over the last 8000 years and their impact on the types of economic life of the population / S. Zhilich, N. Rudaya, S. Krivonogov, et al. // Quaternary Science Reviews. – 2017. – Vol. 163. – P. 152–161.

20. Intcal13 and Marine13 Radiocarbon age calibration curves 0–50.000 years calBP / P. J. Reimer,

E. Bard, A. Bayliss, et al. // Radiocarbon. – 2013. – Vol. 55(3). – P. 1869–1887.

21. **Stuiver M., Reimer P. J.** CALIB 7.0.4. Calib 7.0.4. Calib Manual. Quaternary Isotope Laboratory, University of Washington, 2014.

REFERENCES

1. Liss O.L., Abramova L.I., Avetov N.A., et al. *Bolotnyye sistemy Zapadnoy Sibiri i ikh pripodookhrannoye znacheniye* [Swamp systems of Western Siberia and their nature conservation value]. Tula, Grif i K° Publ., 2001. 584 p.(In Russ.).

2. Bronzova G.Ya. [Baraba riams]. *Pochvovedeniye*, 1936, no. 2, pp. 258–267. (In Russ.).

3. Vserossiysky nauchno-issledovatelskiy institut gidrometeorologicheskoy informatsii – Mirovoy tsentr dannykh [All Russian Research Institute of Hydrometeorological Information –World Data Centre (RIHMI-WDC)]. URL: http://aisori.meteo.ru/ClimateR (accessed date: 02.04.2019). (In Russ.).

4. Elina G.A., Yurkovskaya T.K. [Methods of determining of paleohydrological regime as a base for evaluating the grounds of the bog vegetation successions]. *Botanicheskiy zhurnal*, 1992, vol. 77, no. 7, pp. 120– 124. (In Russ.).

5. Kosykh N.P. [Biology productivity of bog in forest-steppe]. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta – Tomsk State Pedagogical University Bulletin*, 2009, no. 3 (81), pp. 87–90. (In Russ.).

6. Levina T.P., Orlova L.A. [Holocene climatic rhythms of southern West Siberia]. *Geologiya i geo-fizika*, 1993, vol. 34, no. 3, pp. 38–55. (In Russ.).

7. Lishtvan I.I., Korol N.T. *Osnovnyye svoystva torfa i metody ikh opredeleniya* [Main properties of peat and methods for their determination]. Minsk, Nauka i tekhnika Publ., 1975, 318 p. (In Russ.).

8. Preys Yu.I. [Paleocryogenic processes in peat deposits of the south-east of West Siberia]. *Arktika, Subarktika: mozaichnost, kontrastnost, variativnost kriosfery: trudy mezhdunarodnoy konferentsii* [Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the cryosphere: Proceedings of the International Conference]. Tyumen, Epokha Publ., 2015, pp. 305–308. (In Russ.).

9. Leonova G.A., Melgunov M.S., Mezina K.A., et al. [Natural radioisotopes and ¹³⁷Cs in the section of the Sherstobitovo peatbog of the Baraba forest-steppe (Western Siberia)]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2021, no. 1 (45), pp. 96–109. (In Russ.).

10. Smolyanitskiy L.Ya. [Some regularities of the sod cover formation of sphagnum mosses]. *Botanicheskiy zhurnal*, 1977, vol. 62, no. 9, pp. 1262–1272. (In Russ.).

11. Stepanova V.A., Volkova I.I. [Genesis features of the Nikolaevka ryam in the forest-steppe of Western Siberia]. *Vestnik TGU. Biologiya – Tomsk State University Journal of Biology*, 2017, no. 40, pp. 202–223. (In Russ.).

12. Tyuremnov S.N., Largin I.F., Efimov S.F., Skobeeva E.I. *Torfyanyye mestorozhdeniya i ikh razvedka* [Peat deposits and their exploration]. Moscow, Nedra Publ., 1977. 264 p. (In Russ.).

13. Fadeeva V.P., Tikhonova v.D., Nikulicheva O.N. [Elemental analysis of organic compounds with the use of automated CHNS analyzers]. *Zhurnal organicheskoy khimii – Russian Journal of Organic Chemistry*, 2008, vol. 63, no. 11, pp. 1197–1210. (In Russ.).

14. Khotinskiy N.A. *Golotsen Severnoy Evrazii* [The Holocene of northern Eurasia]. Moscow, Nauka Publ., 1977. 198 p. (In Russ.).

15. Sheng Y., Smith L.C., MacDonald G.M., et al. A high-resolution GIS-based inventory of the west Siberian peat carbon pool. *Global Biogeochem Cycles*, 2004, vol. 18, GB3004.

16. Krivonogov S.K., Yamamuro M., Takahara H., et al. An abrupt ecosystem change in Lake Beloye, southern Western Siberia: palaeoclimate versus local environment. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 2012, vol. 331–332, pp. 194–206.

17. Borren W., Bleuten W., Lapshina E.D. Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of Western Siberia. *Quaternary Research*, 2004, vol. 61, pp. 42–51.

18. Boch M.S., Kobak K.I., Vinson T.S., Kolchugina T.P. Carbon pools and accumulation in peatlands of the Former Soviet Union. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, vol. 9, no. 1, pp. 37–46.

19. Zhilich S., Rudaya N., Krivonogov S., et al. Environmental dynamics of the Baraba forest-steppe (Siberia) over the last 8000 years and their impact on the types of economic life of the population. *Quaternary Science Reviews*, 2017, vol. 163, pp. 152–161.

20. Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., et al. Intcal13 and Marine13 Radiocarbon age calibration curves 0–50.000 years calBP. *Radiocarbon*, 2013, vol. 55(3), pp. 1869–1887.

21. Stuiver M., Reimer P.J. CALIB 7.0.4. Calib 7.0.4. *Calib Manual*. Quaternary Isotope Laboratory, University of Washington, 2014.

© Ю. И. Прейс, Г. А. Леонова, А. Е. Мальцев, 2022

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири – 2022, по. 1 – Geology and mineral resources of Siberia

УДК 553.98+551.21

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНО НЕФТЕГАЗОПРОИЗВОДЯЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ РИФЕЯ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С.И.Голышев¹, П.Н.Соболев², Н.Л.Падалко¹, С.И.Дыхан², П.Ф.Яворов¹, М.И.Праздничных¹, Е.В.Черников¹

¹Томский филиал Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Томск, Россия; ²Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

На основе изучения изотопного состава углерода и кислорода карбонатной составляющей пород и углерода рассеянного органического вещества выявлены фациальные условия осадкообразования отложений тотинской и малгинской свит среднего рифея и лахандинской серии верхнего рифея Сибирской платформы. Установлены основные изотопные критерии доманикоидной формации среднего рифея Алдано-Майского осадочного бассейна Сибирской платформы. Рассмотрены экзогенные и эндогенные факторы, необходимые для образования доманикоидных отложений малгинской свиты. Предложен механизм, приводящий к образованию в отложениях среднего и верхнего рифея РОВ аномально низкого содержания ¹³С (–33,0...–35,0 ‰). На основе изотопных данных рассмотрены возможные потенциальные нефтепроизводящие горизонты в пределах Алдано-Майской впадины.

Ключевые слова: диагенез, доманикоидные породы, изотопный состав, кислород, органическое вещество, осадкообразование, рифей, углерод, фации, эпигенез.

ISOTOPIC AND GEOCHEMICAL SURVEY OF POTENTIALLY OIL-AND-GAS SOURCE DEPOSITS OF THE RIPHEAN IN THE SOUTH-EAST OF THE SIBERIAN PLATFORM

S. I. Golyshev¹, P. N. Sobolev², N. L. Padalko¹, S. I. Dykhan², P. F. Yavorov¹, M. I. Prazdnichnykh¹, E. V. Chernikov¹

¹Tomsk Branch of Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Tomsk, Russia; ²Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

Based on the study of the carbon and oxygen isotopic composition of the carbonate constituent of rocks (CCR) and carbon of dispersed organic matter (DOM), the facies conditions of sedimentation of the Middle Riphean Totinskaya and Malginskaya formations and Lakhandinian series of the Upper Riphean in the southeast of the Siberian Platform were revealed. The main isotopic criteria of the Middle Riphean domanicoid formation within the Aldan-Maya sedimentary basin of the Siberian Platform have been determined. The exogenous and endogenous factors necessary for the formation of domanicoid deposits of the Malginskaya Formation are considered. A mechanism leading to the formation of abnormally low ¹³C content in the Middle and Upper Riphean sediments with a range of -33.0...-35.0 ‰ is proposed. On the basis of isotopic data potentially-enable source-bed horizons within the Aldan-Maya depression are examined.

Keywords: Riphean, isotopic composition, carbon, oxygen, facies, sedimentation, diagenesis, epigenesis, domanicoid rocks, organic matter.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-1-48-56

Геологическое строение района исследований, перспективы нефтегазоносности

В региональном плане Алдано-Майская впадина представляет собой краевую юго-восточную часть Алданской антеклизы, крупной надпорядковой структуры на востоке Сибирской платформы. Здесь известен мощный стратотипический разрез рифейских отложений в объеме всех трех отделов системы. Впадина имеет асимметричное строение с пологим западным склоном, плавно погружающимся к востоку с увеличением мощности разреза. Восточный склон впадины характеризуется более крутыми углами наклона и нарушен дислокациями Нелькано-Кыллахской зоны надвигов.

Объект исследования находится на южной периклинали Алдано-Майской впадины, в бассейне

среднего течения р. Мая. Исследовались отложения тотинской и малгинской свит среднерифейского возраста и лахандинской серии позднерифейского. Кроме того, изучено несколько образцов кандыкской свиты позднего рифея, перекрывающей породы лахандинской серии.

Породы тотинской свиты представлены переслаивающимися пестроцветными алевролитами, песчаниками и аргиллитами общей мощностью 170–700 м. Вышележащая малгинская свита имеет двучленное строение: нижняя часть сложена микрозернистыми пестроцветными известняками, верхняя (пачка) – темно-коричневыми битуминозными известняками с прослоями черных мергелей, обогащенных органическим веществом (ОВ). Общая мощность малгинской свиты 95–100 м, верхней битуминозной пачки – до 20–25 м. Лахандинская серия представлена ритмичной толщей терригенных и карбонатных пород, подразделяемых (снизу вверх) на кумахинскую терригенную, мильконскую карбонатную, нельканскую преимущественно терригенную и игниканскую карбонатную свиты. Общая мощность серии в бассейне р. Мая варьирует в широких пределах – 780– 1200 м.

Перспективы нефтегазоносности юго-востока Сибирской платформы в значительной степени связаны с нефтегазопроизводящими отложениями среднего и верхнего рифея [4, 11, 12]. В рифейских отложениях Алдано-Майской впадины (одноименной нефтегазоносной области) выделяется Майский очаг нефтегазообразования [2]. Интерес представляют доманикоидные отложения верхней части малгинской свиты на южной периклинали впадины и терригенные отложения лахандинской серии в центральной части впадины [12].

Параметрическая Усть-Майская скв. 366 была пробурена до глубины 3715 м и не вскрыла ципандинскую и малгинскую свиты среднего рифея, забой остался на уровне вышележащих пород лахандинской серии. Таким образом, вскрыты только отложения верхнего отдела рифея, включающие уйскую и лахандинскую серии. Исследования образцов из этих свит показали, что вклад пород верхнего рифея в нефтегазовый потенциал оценен недостаточно. В керне разреза венда и верхнего рифея обнару-





жены многочисленные нефте- и битумопроявления, которые подтвердили высокие перспективы нефтегазоносности Алдано-Майской впадины [13]. Эти данные свидетельствуют также о значительной роли пород верхнего рифея в процессах нефтегазообразования [12].

С целью получения дополнительных сведений о нефтегазовом потенциале отложений рифея Алдано-Майской впадины проводятся комплексные литогеохимические исследования проб, отобранных из обнажений рифея в бассейнах рек Юдома и Мая (рис. 1). Изотопно-геохимические исследования являются составной частью этого комплекса. При подготовке настоящей статьи использованы материалы изотопных исследований рифейских пород, выполненные в Томском филиале СНИИГГиМС. Для всех проб проведены изотопные определения углерода и кислорода карбонатной составляющей пород (КСП) и углерода рассеянного органического вещества (РОВ). Изотопный состав определялся на на масс-спектрометре DELTA V Advantage с погрешностью ±0,5 ‰ с учетом химической подготовки.

Изотопный состав проб

Из нижней части разреза, представленной отложениями тотинской свиты, было отобрано пять образцов аргиллитов. Изотопный состав РОВ с небольшими вариациями имеет значения $\delta^{13}C_{cp} =$ = -29,0 ‰, что характерно для керогена II типа уровня катагенеза МК₁₋₂. Изотопный состав КСП со значениями $\delta^{13}C_{cp} = -0,7$ ‰ и $\delta^{18}O_{cp} = 25,6$ ‰ отражает осадкообразование в нормально-морском бассейне (табл. 1) [3, 7, 17].

Отложения малгинской свиты были исследованы в пробах, представляющих собой две группы с различным литологическим составом (см. табл. 1). Карбонатные породы представлены пятью пробами, в которых содержание С¹³ РОВ повышено (в среднем $\delta^{13}C_{cp} = -27,5 \%$), что может быть вызвано спецификой биоценотической основы ОВ [1]. Изотопный состав карбонатного разреза со средними значениями $\delta^{13}C_{cp} = 0,6 \%$ и $\delta^{18}O_{cp} = 25,1 \%$ характеризует карбонаты, осаждение которых происходило в нормально-морском глубоководном бассейне [8].

В сапропелевых аргиллитах и мергелях малгинской свиты РОВ отличается изотопно-легким составом углерода (δ^{13} С = -30,4...-34,7 ‰, δ^{13} С_{ср} = -32,8 ‰). В этом разрезе независимо от типа пород и изотопного состава углерода и кислорода КСП наблюдается чередование РОВ с изотопно-низким содержанием С¹³ (-33,0...-34,7 ‰) и более высоким, типичным для керогена II типа (-30,4...-31,7 ‰) (табл. 1–3) [2, 8, 9, 18]. Такое распространение δ^{13} С в разрезе свидетельствует об отсутствии зависимости изотопного состава углерода РОВ от условий осадконакопления в пределах этой фациальной зоны малгинской свиты. Изотопный состав КСП терригенного разреза облегчен относительно проб карбонатного разреза и соответствует

Таблица 1

Изотопный состав проб отложений среднего и верхнего рифея

	1 1 1	1	1 1			
Свита, серия	Тип породы	Кол-во проб	OB, δ ¹³ C, ‰	КСП		
(возраст)				δ¹³C, ‰	δ ¹⁸ Ο, ‰	
Тоттинская (R ₂)	Аргиллиты	5	<u>-28,229,2</u> -29,0	<u>1,5–1,7</u> –0,7	<u>26,524,5</u> 25,6	
Малгинская (R ₂)	Карбонаты	5	<u>-26,128,0</u> -27,5	<u>1,7–0,8</u> –0,6	<u>25,924,7</u> 25,1	
«	Сапропелевые аргил- литы, мергели	13	<u>-30,434,7</u> -32,8	<u>-0,21,5</u> -0,5	<u>25,123,1</u> 23,9	
Лахандинская (R ₃)	Аргиллиты	12	<u>-24,729,3</u> -27,4	<u>0,53,1</u> -1,1	<u>26,416,5</u> 23,1	
«	Карбонаты	15	<u>-27,333,9</u> -30,6	<u>2,90,1</u> 1,2	<u>26,822,9</u> 25,2	
Кандыкская (R₃)	«	5	<u>-26,533,4</u> -30,2	<u>2,00,6</u> 1,4	<u>25,721,6</u> 24,5	

Примечание. В числителе – интервал значений, в знаменателе – среднее.

Таблица 2

Изотопный состав проб отложений малгинской свиты (разрез терригенного фациального типа)

Шифр пробы	D	Битумоиды, δ ¹³ C, ‰	OB, δ¹³C, ‰-	КСП		C 01
	порода			δ ¹³ C, ‰	δ ¹⁸ Ο, ‰	С _{орг,} %
Ф1-2-09	Аргиллит алевритовый	_	-30,4	-1,1	24,0	4,75
Ф1-3-09	Известняк глинистый	-30,3	-30,6	-1,5	23,4	3,21
Ф1-4-09	Аргиллит черный	-31,3	-34,0	-1,2	23,3	8,71
Ф1-6-09	Карбонат серый	-	-34,7	-0,8	25,1	_
Ф1-7-09	Доломит	-	-34,0	+0,3	25,1	1,53
Ф1-8-09	Алевролит доломитистый черный	-31,0	-33,0	-0,3	23,9	4,48
Ф1-9-09	Алевролит глинистый	-30,0	-30,5	-0,5	23,8	2,70
Ф1-10-09	Аргиллит, алевролит глинистый, листовой	-	-32,7	-0,4	23,1	15,2
Ф1-11-09	Сланец глинистый темно-серый	-	-32,4	-0,3	23,1	5,91
Ф1-12-09	Аргиллит алевритовый	-	-31,7	-0,4	23,2	3,96
Ф1-13-09	Алевролит глинистый	-	-30,5	-0,6	23,9	3,25
Ф1-14-09	Мергель черный	-	-33,4	-0,2	24,1	4,56
Ф1-15-09	Карбонат с прослоями аргиллитов	-30,2	-34,2	-0,8	23,4	17,23

Таблица 3

Изотопный состав проб отложений малгинской свиты (разрез карбонатного фациального типа)

Шифр пробы	Порода	OB, δ ¹³ C, ‰	Карбонатная составляющая		
			δ¹³C, ‰	δ ¹⁸ O, ‰	
Ф3-1-09	Известняк светло-серый	-28,0	-0,8	24,7	
Ф3-2-09	Карбонат кремовый	-26,1	+0,5	24,8	
Ф3-3-09	Карбонат	-26,2	+1,0	25,5	
Ф3-4-09	Карбонат буро-вишневый	-28,5	+0,5	24,8	
Ф3-5-09	Известняк серый	-27,1	+1,7	25,9	

более мелководным прибрежно-морским фациям с $\delta^{\rm 13}C_{\rm cp}$ = –0,5 ‰ и $\delta^{\rm 18}O_{\rm cp}$ = 23,9 ‰.

Образование РОВ с аномально низким содержанием δ^{13} С происходит в процессе эпигенеза из миграционных битумоидов при их конденсации и полимеризации, в также синтезе «вторичного» керогена [5, 14, 16]. Это подтверждается более низким содержанием ¹³С в РОВ относительно битумо-

идов из тех же образцов (см. табл. 2). Изотопный состав углерода битумоидов в пяти образцах варьирует в интервале –30,0...–31,3 ‰, $\delta^{13}C_{cp} = -30,6$ ‰, а в РОВ тех же образцов $\delta^{13}C_{cp} = -32,5$ ‰ в интервале –30,5...–34,2 ‰. Отложения этого разреза содержат 1,4–16 % (в среднем 6 %) ОВ, что дает основание относить эти породы к типичным доманикоидным формациям. ОВ терригенного разреза малгинской

свиты характеризуется высоким остаточным генерационным потенциалом S₂ (более 100 мг УВ/1 г породы) и высоким водородным индексом (300–600 мг/г породы при зрелости МК₁₋₂) [2].

Согласно теоретически обоснованному и общепринятому положению о распределении изотопного состава в парах кероген – битумоид более высокое содержание ¹³С должно быть в керогене относительно битумоида при условии их сингенетичности [1, 8, 9, 19]. Такое распределение δ¹³С наблюдается для ОВ большинства проб из потенциальных нефтепроизводящих отложений. Отклонение от подобной взаимосвязи чаще проявляется в битуминозных отложениях кембрия и докембрия, чем в битуминозных отложениях фанерозоя. Понижены значения δ^{13} С в РОВ относительно битумоидов, например, в образцах битуминозных доломитов из отложений венда – нижнего кембрия разреза Кугасской скв. 264 (Непско-Богоубинская антеклиза, Сибирская платформа) [6]. Необычайно низкие значения δ¹³С (-34,3...-37,1 ‰) в нерастворимом органическом веществе (НОВ) образцов, отобранных из обнажений жербинской и тиновской свит Патомского нагорья, объясняется образованием изотопно-легкого вторичного НОВ [16]. Как правило, изотопное облегчение керогена относительно битумоида наблюдается в породах с аномально легким изотопным составом углерода НОВ (–34...–38 ‰).

Изотопный состав углерода из пород лахандинской серии также был исследован в двух литологических разностях: карбонатной и терригенной (табл. 4). Изотопный состав РОВ карбонатного разреза имеет значение $\delta^{13}C_{cp} = -30,6$ ‰, свойственное керогену II типа среднего уровня катагенеза (МК₁₋₃). В РОВ также наблюдается большие вариации δ^{13} С (-27,3...-33,9 ‰) независимо от литологического состава пород. Образование РОВ с низкими значениями δ^{13} С объясняется содержанием вторичного керогена, как и в отложениях малгинской свиты. Осаждение карбонатов этого разреза согласно изотопному составу кислорода и углерода происходило в условиях нормальной морской обстановки ($\delta^{13}C_{cp} = 1,4$ ‰, $\delta^{18}O_{cp} = 25,2$ ‰).

РОВ в образцах терригенного разреза этой свиты отличается наиболее высоким содержанием ¹³С со значениями $\delta^{13}C_{cp} = -27,4 \%$ относительно других разрезов рифея. Такое содержание ¹³С в РОВ может быть обусловлено вторичными процессами,

	Tenere		Карбонатная	составляющая
шифр прооы	порода	OB, 0 ⁻² C, ‰	δ¹³C, ‰	δ ¹⁸ O, ‰
Ф4-1-09	Аргиллит зеленовато-коричневый	-28,4	+0,1	22,6
Ф4-2-09	Карбонат светло-серый	-29,1	-11,2	19,4
Ф5-1-09	«	-28,8	+1,0	24,3
Ф5-2-09	«	-27,8	+1,5	26,1
Ф5-3-09	Известняк серый	-32,4	+1,3	24,5
Ф5-4-09	Карбонат светло-серый	-29,2	+0,4	24,0
Φ5-5-09	Известняк темно-серый	-28,8	+1,5	22,9
Ф5-6-09	«	-32,6	+1,2	23,5
Ф6-1-09	Карбонат серый	-27,3	+1,4	24,7
Ф6-2-09	«	-31,2	+2,0	26,8
Ф6-3-09	Известняк серый	-29,1	+1,9	25,3
Ф6-4-09	«	-33,9	+1,3	25,5
Ф6-5-09	«	-32,3	+1,4	24,7
Ф6-6-09	«	-33,5	+1,3	24,8
Ф6-7-09	Известняк темно-серый	-31,9	+1,9	24,4
4	Аргиллит серый	-34,5	_	_
11	Аргиллит зеленовато-серый	-26,2	_	_
5	Аргиллит серый	-29,0	_	_
6	Аргиллит	-26,0	-0,6	25,6
7	Аргиллит серый	-28,9	-0,7	18,5
8	Доломит серый	-29,3	-0,6	25,9
9	Мергель вишневый	-26,5	+0,5	26,2
10	Аргиллит серый	-26,1	+0,2	16,5
Ф7-1-09	Аргиллит коричневый	-25,3	-2,8	25,9
Ф7-2-09	«	-26,7	-3,1	26,4
Ф7-3-09	Аргиллит черно-коричневый	-24,7	-2,0	21,9
Φ7-4-09	Аргиллит	-24,7	-1,8	22,8

Изотопный состав отложений лахандинской серии

что наглядно показано на рис. 2–4. В КСП этого разреза также большие вариации изотопного состава кислорода и углерода, что вызвано фракционированием на стадии эпигенеза (δ^{13} C = +0,5...–3,1 ‰, δ^{18} O = 26,4–16,5 ‰).

В отложениях кандыкской свиты содержится изотопно-легкое РОВ со значениями $\delta^{13}C_{cp} = -30,2 \%$, свойственными керогену II типа уровня катагенеза (МК₁₋₂). Изотопный состав КСП характеризует осаждение карбонатов этих отложений в условиях нормально-морской обстановки.

Основные закономерности вариаций изотопного состава углерода и кислорода КСП и углерода РОВ отложений среднего и верхнего рифея

Средние значения изотопного состава кислорода образцов исследованных свит среднего и верхнего рифея лежат в узком интервале (25,6-23,1 ‰), который характерен для изотопного состава карбонатов нормально-морских и прибрежно-морских бассейнов. Более облегченный изотопный состав кислорода (δ¹⁸О_{со} = 23,1–16,5 ‰) наблюдается в пробах терригенных разрезов малгинской свиты и лахандинской серии, что отражает осадконакопление в более мелководных бассейнах относительно бассейнов карбонатных фаций данных свит (см. табл. 3, 4). Изотопный состав углерода КСП облегчен во всех терригенных разрезах сравнительно с пробами карбонатных разрезов: средние значения δ¹³C_{co} КСП терригенных разрезов тотинской, малгинской свит и лахандинской серии составляют -0,7...-0,5 ‰ и -1,1 ‰, а в карбонатных разрезах они имеют положительные значения: 0,6 ‰, 1,4 ‰ и 1,3 ‰ (см. табл. 1).

На примере образцов малгинской свиты и лахандинской серии, в которых отобрано большее количество проб, опробованы породы двух литологических типов – карбонатного и терригенного. Рассмотрены взаимосвязи δ^{13} С и δ^{18} О карбонатной составляющей пород, а также изотопного состава РОВ с изотопным составом углерода и кислорода КСП.

Значения δ^{13} С и δ^{18} О КСП образцов из отложений карбонатных и терригенных разрезов малгинской и лахандинской свит представлены в графическом виде на рис. 2, на котором также нанесена линия уравнения, характеризующая взаимосвязь изотопного состава углерода и кислорода нормально-морских не измененных на стадии эпигенеза карбонатов [7, 11, 16]:

$$\delta^{13}C = 0.4\delta^{18}O - 10.3.$$
 (1)

На рис. 2 выделяется область распределения δ^{13} С и δ^{18} О для большого числа проб, которая выражается следующим уравнением линейной регрессии:

$$δ13C = 0,54δ18O - 13,$$

 $R2 = 0,292.$
(2)



Рис. 2. Изотопный состав углерода и кислорода КСП отложений малгинской и лахандинской свит

М1 – малгинская свита терригенный разрез, М2 – малгинская свита карбонатный разрез; L1 – лахандинская свита карбонатный разрез, L2 – лахандинская свита терригенный разрез; пунктир – область эпигенетических карбонатов и карбонатных цементов; сплошная линия: А – морские не измененные в эпигенезе карбонаты по уравнению (1); В – регрессия δ¹³С и δ¹⁸О КСП отложений по уравнению (2)

Коэффициент аппроксимации линейной функции (2) близок к достоверному уровню приближения ($R^2 \ge 0,3$).

Отклонения от этой зависимости наблюдается в пяти образцах лахандинской свиты с более легким изотопным составом углерода (-2,8...-11,0 %) и кислорода (19,5-16,5 ‰), которые претерпели наибольшее преобразование в эпигенезе (образцы выделены пунктирной обводкой). Прямая корреляция значений δ^{13} С и δ^{18} О КСП с угловыми коэффициентами 0,4-0,6 определяется термодинамическим фракционированием на стадиях седиментогенеза и диагенеза [6, 7, 17]. Разница значений δ¹⁸О линии регрессии в 5 ‰ (26,8–21,8 ‰) согласно угловому коэффициенту уравнения (2), равному 0,54, должна привести к изменению изотопного состава углерода на 2,7 ‰, но фактический интервал вариаций равен 4 ‰ (2,0...-2,0 ‰), т. е. на 1,3 ‰ больше расчетного. Это более значительный интервал сравнительно с определяемым термодинамическим фракционированием, что обусловлено различиями условий на стадии осадконакопления карбонатных и терригенных фаций. Повышенное на 1,3 ‰ содержание ¹³С в карбонатных фациях относительно терригенных при одних и тех же значениях δ^{18} О вызвано более активной аэрацией и интенсивным водообменом морского бассейна при образовании карбонатных осадков относительно прибрежно-морских более спокойных режимов, при которых формируются осадки терригенного типа. При активной аэрации повышается содержание ¹³С в карбонатах за счет более полного достижения изотопного равновесия в системе CO₂ – HCO₃ – CaCO₃ [3, 16].

Для оценки влияния фациальных условий седиментации на изотопный состав углерода РОВ рассмотрена взаимосвязь $\delta^{13}C_{POB}$ с $\delta^{18}O_{KC\Pi}$ и $\delta^{13}C_{KC\Pi}$. Между значениями $\delta^{13}C_{POB}$ и $\delta^{18}O_{KC\Pi}$, как показано на рис. 3, также проявляется прямая корреляция, которая может быть выражена следующими уравнениями:

$$\delta^{13}C_{POB} = 1,52\delta^{18}O_{KCI} - 66,7, \qquad (3)$$



Рис. 3. Изотопный состав углерода РОВ и кислорода КСП С₁, С₂ – линии регрессии δ^{13} С_{РОВ} и δ^{18} О_{КСП} по уравнениям (3–5); остальные усл. обозн. см. на рис. 2

При расчете коэффициентов уравнения (3) и построении линий регрессии $\delta^{13}C_{POB}/\delta^{18}O_{KC\Pi}$ принят интервал $\delta^{18}O_{KC\Pi}$ 23–27 ‰, при котором не учитывались значения изотопного состава проб лахандинской серии, преобразованных в эпигенезе, и значения двух проб с $\delta^{18}O_{KC\Pi}$ < 23 ‰. Интервал $\delta^{13}C_{POB}$ для этого уравнения принят –26...–33,0 ‰ без учета изотопно-легких образцов, в которых РОВ считается «вторичным». Для уравнения (3) получен коэффициент аппроксимации R² = 0,42.

При ограничении интервала $\delta^{18}O_{\rm ксп}$ до 26,5 ‰ (за исключением одной пробы с $\delta^{18}O = 26,8$ ‰) получено уравнение (4) линии регрессии C₂ с более высоким уровнем аппроксимации R² = 0,60.

При рассмотрении интервалов значений δ^{18} О, при котором дополнительно учитывались данные двух проб лахандинской серии δ^{18} О_{ксп} (20,6 ‰ и 21,8 ‰), получено следующее уравнение:

$$\delta^{13}C_{POB} = 1,12 \,\delta^{18}O - 56,8. \tag{5}$$

При таких граничных условиях уравнения (5) коэффициент аппроксимации снижается до R² = 0,29. Области значений при расчете уравнений (3–5) на рис. 3 выделены пунктирными линиями.

Прямая корреляция $\delta^{13}C_{POB}$ и $\delta^{18}O_{KC\Pi}$ показывает, что особенности морского бассейна, характеризующиеся значениями $\delta^{18}O_{KC\Pi}$, оказывали значительное влияние на изменения изотопного состава углерода РОВ в интервале $\delta^{13}C$ –26,0...–33,0 ‰.

Из зависимости, определяемой уравнениями (3–5), следует, что при относительно низких значениях δ^{18} О, характеризующих более мелководные фации, формируется ОВ более облегченного изотопного состава. Для исследованных образцов без учета значений δ^{18} О, вызванных процессами эпигенеза, на основе изотопного состава кислорода КСП показано, что более мелководными являются терригенные фации малгинской свиты.

На рис. 4 в графическом виде представлена взаимосвязь изотопного состава углерода РОВ и КСП, которая для двух выборок проб выражена следующими уравнениями:

$$\delta^{13}C_{POB} = 0,224 \ \delta^{13}C_{KC\Pi} - 30,0, \tag{6}$$

$$\delta^{13}C_{POB} = 0.78 \ \delta^{13}C_{VC\Pi} - 29.3. \tag{7}$$

№ 1(49) ♦ 2022



Рис. 4. Изотопный состав углерода РОВ и КСП Пунктир – линии регрессии δ¹³С_{РОВ} и δ¹³С_{КСП} по уравнениям (6–8); остальные усл. обозн. см. на рис. 2

Уравнение (6) и соответствующая линия регрессии D₁ получены для проб в интервалах значений $\delta^{13}C_{POB}$ –27,0...–33,0 ‰ и $\delta^{13}C_{KC\Pi}$ +2...–1,8 ‰. Коэффициент аппроксимации при этом весьма низкий (R² = 0,14).

Для уравнения (7) и линии регрессии D₂ интервал значений δ¹³C_{ров.} сужен до –27,0...–31,0 ‰, что увеличило коэффициент аппроксимации до 0,60.

Для промежуточных значений δ¹³С_{РОВ} (-27,0... -32,0 ‰) уравнение регрессии будет иметь вид

$$\delta^{13}C_{POB} = 0,44 \ \delta^{13}C_{KC\Pi} - 30,4 \tag{8}$$

с коэффициентом аппроксимации R² = 0,31, который соответствует достоверной степени приближения (R² ≥ 0,30).

Прямая корреляции δ¹³C_{POB} и δ¹³C_{KCΠ} согласно уравнениям (7, 8) с R² = 0,60–0,31 дает основание считать, что фациальные условия на стадиях осадкообразования оказали основное влияние на изотопный состав углерода РОВ в интервале –27...–32,0 ‰. Большой фактический интервал вариаций δ¹³C_{POB} отражает значительное влияние на изотопный состав

углерода РОВ этих отложений вторичных процессов, не вызванных фациальными условиями седиментации. Отклонение относительно расчетных значений в сторону увеличения содержания С¹³ (до –24,7... –26,5 ‰) в существенной степени вызвано более высоким уровнем катагенетического преобразования ОВ этих образцов, возможно вследствие динамокатагенеза. Более широкий относительно расчетного интервал значений $\delta^{13}C_{POB}$ в сторону отрицательных показателей обусловлен пробами с изотопно-легким составом углерода РОВ (–33,0...–34,7 ‰), которые могут содержать значительную долю вторичного керогена (РОВ), обедненного изотопом С¹³ и образованного на стадии эпигенеза [5, 6, 15].

Особенностями отложений терригенного разреза малгинской свиты, которые характеризуются как доманикоидные, является облегченный изотопный состав углерода РОВ (-30,4...-34,7 ‰). Если в общем числе проб не учитывать пробы с изотопно-легким составом от -32,4 до -34,7 ‰, в которых велик вклад «вторичного» керогена, тогда изотопный состав углерода РОВ, который формировался в зависимости от фациальных условий, будет -30,4...-32,4 ‰, в среднем -31,0 ‰. Это достаточно близко к расчетным показателям в соответствии с уравнениями (3-5) и (7, 8).

Фациальные условия седиментации терригенных отложений малгинской свиты, при которых образуются карбонаты и карбонатные цементы с изотопным составом δ^{13} C = -0,2...-1,5 ‰ (в среднем --0,5 ‰) и 25,5-23,1 ‰ (23,9 ‰) характеризуют прибрежно-морские достаточно глубоководные бассейны. Из изотопного состава углерода и кислорода КСП следует, что фациальные условия осадконакопления отложений малгинской свиты были подобны или близки таковым тотинской свиты рифея и отложений верхнего рифея (лахандинская серия, нельканская и кандыкская свиты). Таким образом, фациальные условия, соответствующие нормально-морским и прибрежно-морским бассейнам, были необходимыми, но недостаточными условиями образования отложений доманикоидного типа.

Как следует из ранее проведенных полевых работ, в терригенных отложениях разреза малгинской свиты наблюдались широко развитые подводнооползневые деформации, образование которых обусловлено активацией тектонических (вулканогенных) процессов. Такие нарушения в осадочных отложениях позволяют рассматривать эндогенные факторы в качестве необходимых, способствующих образованию пород с высоким содержанием планктоногенного ОВ, к которым относят доманикоидные отложения малгинской свиты (рис. 5) [10, 12].

Формирование РОВ изотопно-легкого состава (-33,0...-34,7 ‰) обусловлено высоким содержанием миграционных битумоидов в породах малгинской и лахандинской свит, присутствие которых подтверждает нефтепроизводящую роль малгинской свиты в бассейне среднего течения р. Мая.



Рис. 5. Сингенетичные подводно-оползневые деформации в обогащенных сапропелевым ОВ малгинских сланцах рифея Восточной Сибири (р. Мая)

1 — известняки малгинской свиты; 2 — черные сланцы; 3 — доломиты ципандинской свиты

Высокое распространение проб с изотопнолегким составом углерода РОВ (-33,0...-34,7 ‰) в разрезах малгинской и лахандинской свит и наличие единичных проб в разрезах всех свит рифея – показатель большого поступления миграционных битумоидов в отложения этих свит. В районе исследований вероятным источником миграционных битумоидов могут быть доманикоидные отложения верхней части малгинской свиты.

Выводы

1. По данным средних значений изотопного состава углерода и кислорода КСП (δ¹³C_{cp} +1,4...–0,7 ‰, δ¹⁸O_{cp} 25,6–23,1 ‰) следует, что фациальные условия осадкообразования отложений среднего (тотинской и малгинской свит) и верхнего (лахандинской серии, нельканской и кадыкской свит) рифея различались незначительно и соответствовали морским и прибрежно-морским фациям.

2. Для изотопного состава углерода и кислорода КСП отложений среднего и верхнего рифея наблюдается прямая корреляция значений δ¹³С и δ¹⁸О, которая характеризует термодинамическое фракционирование на стадии седиментации данных отложений (уравнение 2) и указывает на невысокое воздействие эпигенеза на преобразование КСП.

3. В отложениях малгинской свиты и лахандинской серии изотопный состав углерода и кислорода более облегченный в образцах из терригенных разрезов, что характеризует осадконакопление карбонатных отложений в более глубоководных морских фациях.

4. Единичные образцы из отложений лахандинской серии с более легким изотопным составом углерода (-2,8...-11,0 ‰) и кислорода (19,5-16,5 ‰) в КСП рассматриваются как эпигенетически преобразованные и не учитываются при оценке фациальных условий осадкообразования отложений этой свиты.

 Изотопный состав углерода РОВ из отложений тотинской и малгинской свит среднего рифея и лахандинской серии (нельканской и кандыкской свит) верхнего имеет большие вариации (–24,7...–34,7 ‰, в среднем –27,4...–32,8 ‰), который характеризует ОВ планктоногенного типа уровня катагенеза МК_{1–3}.

6. Прямая корреляция изотопного состава углерода РОВ с изотопным составом углерода и кислорода КСП в почти 70 % проб показывает, что в более мелководных прибрежно-морских фациях формируется ОВ более облегченного изотопного состава сравнительно с морскими глубоководными фациями. Фациальные условия седиментации, согласно уравнениям (6, 7), приводят к изменению изотопного состава углерода РОВ отложений малгинской свиты и лахандинской серии не более чем на 5 ‰. Более значительные вариации δ¹³С_{Ров} вызваны фракционированием изотопного состава на стадиях диагенеза и катагенеза, а также образованием «вторичного» керогена из миграционных битумоидов.

7. РОВ с наиболее низкими значениями δ¹³С (-33,0...-34,7 ‰), которое более всего распространено в отложениях малгинской свиты и лахандинской серии, а также встречается в единичных образцах нельканской и кандыкской свит, может рассматриваться как вторичное, образованное из миграционных битумоидов при их конденсации и полимеризации.

8. Основная часть образцов исследуемых свит среднего и верхнего рифея содержит РОВ с изотопным составом углерода в интервале –29,0...–32,8 ‰, который характеризует ОВ преимущественно альгопланктоногенного состава уровня катагенеза МК₁₋₂.

9. Широкое распространение в разрезах малгинской свиты среднего рифея и в разрезах свит верхнего рифея проб, в которых РОВ изотопно-легкого состава (-33,0...-34,7 ‰), а также отсутствие сингенетичности между РОВ (керогеном) и битумоидами в этих пробах – показатель больших масштабов миграции битумоидов в породах указанных свит.

10. Условия осадконакопления, соответствующие прибрежно-морским фациям по изотопному составу КСП ($\delta^{13}C_{cp} = -0, 2...-1, 5 \%$, в среднем -0, 5 %, $\delta^{18}O_{cp} = 25, 1-23, 1 \%$, в среднем 23,9 ‰), были необходимыми, но недостаточными для образования в терригенных фациях малгинской свиты пород доманикоидного типа с высоким содержанием РОВ (~6 ‰) и изотопно-легким составом $\delta^{13}C_{POB}$ (-30,5... -34,7 ‰, $\delta^{13}C_{cp} = 32,8 \%$).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженова Т. К., Голышев С. И., Падалко Н. Л. Связь изотопного состава углерода органического вещества с его историко-генетическими особенностями (Сибирская платформа) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2019. – Т. 14, № 4. – URL: http://www.hgtp.ru/rub/2019/35 2019/html.

2. Баженова Т. К., Дахнова М. В., Жеглова Т. П. Нефтематеринские формации, нефти и газы докембрия и нижнего – среднего кембрия Сибирской платформы. – М.: ВНИГНИ, 2014. – 127 с. 3. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. – М.: Недра, 1968. – 224 с.

4. **Геология** нефти и газа Сибирской платформы / под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. – М.: Недра, 1981. – 550 с.

5. **Голышев С. И.** Стабильные изотопы в нефтегазовой и рудной геологии: избр. тр. – Новосибирск, 2010. – 269 с.

6. **Голышев С. И., Перозио Г. Н., Печенкин С. А.** Природные вариации изотопного состава углерода и кислорода рифогенных отложений кембрия Сибирской платформы Восточной Сибири // Геохимия. – 1981. – № 11. – С. 1719–1726.

7. **Карбонаты.** Минералогия и химия / под ред. Р. Дж. Ридера. – М.: Мир, 1987. – 494 с.

8. Конторович А. Э., Богородская Л. И., Голышев С. И. Закономерности фракционирования изотопов углерода в седикахитах // Геология и геофизика. – 1985. – № 9. – С. 4–42.

9. Конторович А. Э., Богородская Л. И., Голышев С. И. Распределение стабильных изотопов в седикахитах различной генетической природы // Геология и геофизика. — 1985. — № 7. — С. 3—11.

10. **Неручев С. Г.** Уран и жизнь в истории Земли. – Л.: Недра, 1982. – 206 с.

11. **Нефтегазоносность** рифея Сибирской платформы / А. Э. Конторович, А. К. Башарин, Г. С. Фрадкин и др. // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии: матер. совещ. Т. II. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. – С. 21–24.

12. Новые данные о перспективах нефтегазоносности Алдано-Майской впадины / П. Н. Соболев, О. В. Шиганова, С. В. Дыхан, А. Р. Ахмедова // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 3–4. – С. 643–656.

13. Основные результаты изучения кембрийских, вендских и рифейских пород в параметрической скважине 366 (І этап) / О.В.Шиганова, Н.С.Грибов, В.В.Горбачев и др. // Матер. 2-й науч.-практ. конф. Т. 2. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2015. – С. 163–165.

14. Особенности формирования изотопно-легкого углерода органического вещества отложений Сибирской платформы / С. И. Голышев, Н. Л. Падалко, П. Н. Соболев и др. // Х Междунар. конф. «Химия нефти и газа». Тез. докл. – Томск, 2018. – С. 716–720.

15. Соболев П. Н. Геохимия доманикоидной малгинской свиты Юдомо-Майской впадины // Геология угленосных и горючесланцевых формаций Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1987. – С. 69–76.

16. Тимошина Н. Д. Геохимия органического вещества нефтепроизводящих пород и нефтей верхнего докембрия юго-восточной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. – 166 с.

17. Хёфс Й. Геохимия стабильных изотопов. — М.: Мир, 1983. — 197 с.

18. **Stable** Isotopes in Source-Bed Organic Matter of West and East Siberia / S. I. Golyshev,

№ 1(49) ♦ 2022 –

N. A. Verhovskaya, V. N. Burkova, et al. // Organic Geochemistry. – 1991. – Vol. 17, no. 3. – P. 277–291.

19. **Stahl W. I.** Source rockrude oil correlation by isotopic typecumes // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1978. – Vol. 42. – P. 1573–1577.

REFERENCES

1. Bazhenova T.K., Golyshev S.I., Padalko N.L. [The relationship of the isotopic composition of organic matter with its historical and genetic features (Siberian Platform)]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika – Petroleum Geology. Theoretical and Applied Studies*, 2019, vol. 14, no. 4. URL http://www.hgtp.ru/ rub/2019/35 2019/html. (In Russ.).

2. Bazhenova T.K., Dakhnova M.V., Zheglova T.P. Neftegazomaterinskiye formatsii nefti i gaza dokembriya i nizhnego – srednego kembriya Sibirskoy platformy [Oil-and-gas source formations of the Precambrian and Lower-Middle Cambrian of the Siberian Platform]. Moscow, VNIGNI Publ.,2014. 127 p. (In Russ.).

3. Galimov E.M. *Geokhimiya stabilnykh izotopov ugleroda* [Geochemistry of stable carbon isotopes]. Moscow, Nedra Publ., 1968. 226 p. (In Russ.).

4. Kontorovich A.E., Surkov V.S., Trofimuk A.A., eds. *Geologiya nefti i gaza Sibirskoy platformy* [Oil and gas geology of the Siberian Platform]. Moscow, Nedra Publ., 1981. 550 p. (In Russ.).

5. Golyshev S.I. *Stabilnyye izotopy v neftegazovoy i rudnoy geologii: izbrannyye trudy* [Stable isotopes in petroleum and mining geology: selected works]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2010. 269 p. (In Russ.).

6. Golyshev S.I., Perozio G.N., Pechenkin S.A. [Natural variations of carbon and oxygen isotopic composition of the Cambrian reef sediments of the Siberian Platform in East Siberia]. *Geokhimiya – Geochemistry International*, 1981, no. 11, pp. 1719–1726. (In Russ.).

7. Reeder R.J., ed. *Karbonaty: mineralogiya i geokhimiya* [Carbonates: Mineralogy and Geochemistry]. Moscow, Mir Publ., 1987. 494 p. (In Russ.).

8. Kontorovich A.E., Bogorodskaya L.I., Golyshev S.I. Zakonomernosti fraktsionirovaniya izotopov ugleroda v sedikakhitakh [Patterns of carbon isotope fractionation in sedicahites]. Geologiya i geofizika 1985, no. 9, pp. 34–42. (In Russ.).

9. Kontorovich A.E., Bogorodskaya L.I., Golyshev S.I. [Distribution of stable carbon isotopes in sedicahites of different genetic nature]. *Geologiya i Geofizika*, 1985, no. 7, pp. 3–11. (In Russ.). 10. Neruchaev S.G. *Uran i zhizn v istorii Zemli* [Uranus and life in the Earth's history]. Leningrad, Nedra Publ., 1982. 206 p. (In Russ.).

11. Kontorovich A.E., Basharin A.K., Fradkin G.S., et al. [Petroleum potential of the Riphean of the Siberiam Platform]. *Geologiya i tektonika platform i orogennykh oblastey severo-vostoka Azii: Materialy soveshchaniya* [Geology and tectonics of platforms and orogenic regions of Northeast Asia: Materials of Conference]. Yakutsk, YaSC SB RAS Publ., 1999, vol. 2., pp. 21–24. (In Russ.).

12. Sobolev P.N., Shiganova O.V., Dykhan S.V., Akhmedova A.R. [New data on the petroleum potential of the Aldan-Maya depression]. *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, no. 3–4, p. 529–540.

13. Shiganova O.V., Gribov N.S., Gorbachyev V.V., et al. [Main results of the study of Cambrian, Vendian and Riphean rocks in parametric 366 well (Stage I)]. *Materialy vtoroy nauchno-prakticheskoy konferentsii*. *T.2* [Materials of the 2nd Scientific and Research Conference. Vol. 2]. Novosibirsk, 2015, pp. 163–165. (In Russ.).

14. Golyshev S.I., Padalko N.L., Sobolev P.N., et al. [Features of the formation of isotopically light carbon organic matter of the Siberian Platform deposits]. *X mezhdunarodnaya konferentsiya "Khimiya nefti i gaza". Tesisy* [10th International Conference on Oil and Gas Chemistry. Theses]. Tomsk, 2018, pp. 716–720. (In Russ.).

15. Sobolev P.N. [Geochemistry of the domanicoid Malginskaya Formation of the Yudoma-Maya depression]. *Geologiya uglenosnykh i goryucheslantsevykh formatsiy Sibiri* [Geology of coal-bearing and oil shale formations of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1987, pp. 69–76. (In Russ.).

16. Timoshina N.D. *Geokhimiya organicheskogo* veshchestva nefteproizvodyashchikh porod i neftey verkhnego dokembriya yugo-vostochnoy Sibiri [Geochemistry of organic matter of oil source rocks and oils from the Upper Precambrian of southern East Siberia]. Novosibirsk, 2005, SB RAS Publ. 166 p. (In Russ.).

17. Hoefs J. *Geokhimimya stabilnykh isotopov* [Stable isotope geochemistry]. Moscow, Mir Publ., 1983. 197 p. (In Russ.).

18. Golyshev, S.I., Verhovskaya, N.A., Burkova V.N., et al. Stable Isotopes in Source-Bed Organic Matter of West and East Siberia. *Organic Geochemistry*, 1991, vol. 17, no. 3, pp. 277–291.

19. Stahl W.I. Source rockrude oil correlation by isotopic typecumes. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1978, vol. 42, pp. 1573–1577.

© С. И. Голышев, П. Н. Соболев, Н.Л. Падалко, С. В. Дыхан, П. Ф. Яворов, М. И. Праздничных, 2022

УДК 550.834

ИЗУЧЕНИЕ ВОЗМОЖНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ В СЕЙСМИЧЕСКОМ ВОЛНОВОМ ПОЛЕ ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СУТУРЫ В ОСНОВАНИИ ТАСТАХСКОГО ПРОГИБА СЕВЕРО-ВОСТОКА ЯКУТИИ

А.П. Оболкин, В.С. Ситников, М.И. Слепцова, Р.Ф. Севостьянова

Институт проблем нефти и газа Сибирского отделения РАН – обособленное подразделение ФГБУН ФИЦ «Якутский научный центр СО РАН», Якутск, Россия

Проанализированы материалов сейсморазведочных работ МОГТ в Тастахском прогибе северо-востока Якутии, выполненных в 1989–1993 гг., и проведена их переинтерпретация. В основании прогиба выделен сейсмофациальный комплекс рифтогенного типа, характеризующий предполагаемый западный сегмент Южно-Анюйской сутуры.

Ключевые слова: сейсморазведка, сейсмостратиграфия, Тастахский прогиб, Южно-Анюйская сутура, Хромский массив, северо-восток Якутии.

STUDY OF POSSIBLE MANIFESTATION OF THE SOUTH ANYUY SUTURE IN THE SEISMIC WAVE FIELD AT THE BASE OF THE TASTAKH TROUGH IN THE NORTHEASTERN YAKUTIA

A. P. Obolkin, V. S. Sintnikov, M. I. Sleptsova, R. F. Sevostyanova

Institute of Oil and Gas Problems of the Siberian Branch of the RAS, Yakutsk, Russia

The material analysis of the CDP seismic survey works in the Tastakh trough of the northeastern Yakutia carried out in 1989–1993 was conducted, reinterpretation of data was made. At the trough base, a rift-type seismofacial complex characterizing the proposed western segment of the South Anyuy suture was distinguished.

Keywords: seismic survey, seismic stratigraphy, Tastakh trough, South Anyuy suture, Khromsky massif, northeast of Yakutia.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-1-57-62

Обзор полевых исследований перспектив нефтегазоносности континентальной части северо-востока Якутии приведен в публикациях [1, 7], где показано, что Тастахский прогиб является одной из наиболее изученных сейсморазведкой территорий Верхояно-Колымской складчатой области. Прогиб скрыт под четвертичными отложениями. Сеть сейсмических профилей охватывает прогиб и примыкающий южный склон Хромского массива (рис. 1).

Плотность сети профилей в изученных частях Тастахского прогиба составила 1,3 пог. км/км² [7]. Обработка материалов велась в тресте «Якутскгеофизика» [11]. В 1993 г. коллективом авторов выполнено обобщение полученных результатов. Показано, что разрез прогиба сложен толщами терригенных пород невыдержанного литологического состава мощностью 2,5-4,5 км, проявляющихся в сейсмическом волновом поле низкоскоростными (2500-3800 м/с) отраженными волнами. Выделен ряд отражающих горизонтов (ОГ) (N, M4, M3, M2, Ю), характеризующих предположительно юрско-меловые и неоген-четвертичные отложения. Поверхность складчатого основания, вероятно, характеризует ОГ «Ю». Построены структурные карты и разрезы, позволившие осветить общие черты строения прогиба [1, 7, 11].

Помимо сейсморазведки на изучаемой площади проведены гравимагнитные, геоэлектрические и геохимические исследования [11]. В пределах прогиба и к западу от него распространены высокоинтенсивные локальные аномалии магнитного поля, связываемые с гранитными интрузиями. В геоэлектрическом поле не обнаружено аномалий проводимости, с которыми можно было связать присутствие пластовых проводящих интервалов в разрезе. К югу от прогиба установлена обширная зона высокого сопротивления осадочного чехла, коррелируемая с геоэлектрическим разрезом Предверхоянского краевого прогиба. Отмечается приуроченность большинства геохимических аномалий к различным частям Хромского массива. По газогидрогеохимическим данным наблюдаются косвенные признаки нефтегазоносности: присутствие в поверхностных водах УВ, в том числе пропана, редко этана; в ряде мест установлены высокие содержания метана, нафтеновых кислот [9]. Основные перспективы нефтегазоносности связываются с Хромским массивом, в разрезе которого прогнозируются палеозойские карбонатные породы, и с его южным склоном, где прогнозируются мезозойские и кайнозойские отложения большой мощности [6, 15].

Изучение временны́х разрезов с целью обобщения ранее выполненных работ показало, что структурные построения по ОГ верхней части прогиба в целом соответствуют выполненным ранее (рис. 2). Вместе с тем структурные построения по нижней части разреза отличаются от наблюдаемой волновой картины. При интерпретации сейсмиче-





1 — отработанные сейсмические профили А–Б, показанные на рис. 2; 2 — контуры Южно-Анюйской сутурной зоны (Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий масштаба 1:1 500 000, под ред. М. Н. Парфенова, 1990)



Рис. 2. Тастахский прогиб. Сейсмический разрез по линии профилей 911413, 921423

1 — результаты переинтерпретации временны́х разрезов 911413, 921423; 2 — дизъюнктивные нарушения; 3 — глубинный разрез по профилю 921423 по результатам ранее проведенных исследований (на врезке)

ских материалов полевых исследований использовались аналоговые временные разрезы. Наблюдаемая волновая картина свидетельствует о существовании в волновом поле прогиба зон дизъюнктивных дислокаций и крутопадающих ОГ, не отраженных в структурных построениях прогиба (см. рис. 2). Ранее коллективом авторов было высказано мнение, что Тастахский прогиб имеет генетическую связь с Южно-Анюйской сутурой и обе структуры огибают Хромский массив с юга (см. рис. 1).

На дневную поверхность южноанюйские структурно-вещественные комплексы выходят на крайнем северо-востоке Якутии и пересекают Чукотку. Первоначально они были изучены и обобщены в рамках традиционных представлений геосинклинальной теории [14], но в дальнейшем они рассматривались с геодинамических позиций как проявления швов между платформами, оставшихся после замыкания океана [4, 8]. Обнаружение офиолитов стало фактическим доказательством связи сутуры с Южно-Анюйским структурно-вещественным комплексом [2]. Южно-Анюйская сутура прослеживается на расстояние 1600 км от о. Бол. Ляховский в восточной части моря Лаптевых и далее на юго-восток через северную часть Приморской депрессии до верховьев р. Бол. Анюй [11]. С юга она примыкает к структурам Колымской петли, ее западное продолжение дискутируется. К северу от сутуры распространены структуры Чукотской (Новосибирско-Чукотской) складчатой области, которые являются ее коллизионной частью и сложены дислоцированными кристаллическими сланцами докембрия и палеозойско-мезозойским чехлом [13]. А. В. Кузьмичев отнес архипелаг Новосибирские острова к локальной замыкающей структуре коллизионной зоны Южно-Анюйской сутуры, образованной ее разворотом на 180° [16].

А. В. Моисеевым показано, что вулканогенноосадочные породы м. Святой Нос могут быть продолжением внутриокеанической Кульпольнейской дуги, которая развивалась на северо-восточной границе Южно-Анюйского океанического бассейна в позднеюрское время [5].

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что строение Южно-Анюйской сутуры и ее плановое положение еще полностью не изучено.

Линия сейсмических профилей пересекает Тастахский прогиб и юго-западный склон Хромского массива вкрест простирания (см. рис. 1, 2).

Сейсморазведочные материалы Тастахского прогиба проанализированы с применением методов сейсмостратиграфии [17]. Наблюдается пять сейсмофациальных комплексов (СФК), три из которых разделены проявлениями СФ несогласий и перерывов (см. рис. 2). Верхний СФК небольшой мощности с размывом и несогласием плащеобразно перекрывает нижележащие комплексы. Ограничен снизу ОГ «Q» (см. рис. 2, врезка). Второй сверху СФК выделяется между ОГ «Q» и «N», залегает субсогласно по отношению к нижележащему комплексу. Выклинивается на южном склоне прогиба. Характер выклинивания неясен. Прогнутая осевая зона Тастахского прогиба (мощностью 1000-1200 м, шириной 50 км) образовалась в конце формирования этого комплекса. Третий СФК выделяется между ОГ «N» и «М». К югу комплекс выклинивается по

схеме кровельного прилегания к поверхности размыва, маркируемого ОГ «Q» (см. рис. 2). ОГ «М» отражает строение поверхности углового несогласия между третьим и четвертым СФК. В пределах Тастахского прогиба этот СФК залегает на размытой поверхности четвертого комплекса и на поверхности фундамента примыкающих к прогибу территорий. Мощность его составляет около 1000 м. Четвертый СФК выделяется между ОГ «М» и «Ю₁». Залегает на размытой поверхности образований фундамента, образующих пятый СФК, предположительно AR-РZ возраста. Данный СФК представляет собой рифтоподобную структуру в фундаменте. Отличия от проявлений рифтогенеза заключаются в приподнятости образований фундамента южного борта прогиба относительно северного. Кроме того, установлено погружение рефлекторов сейсмического волнового поля (РСВП) северного и южного бортов четвертого СФК с увеличением угла погружения к осевой части Тастахского прогиба, где РСВП представлены короткими разнонаправленными фрагментами, разорванными многочисленными дизъюнктивами, образующими «слепую» зону (см. рис. 2).

Дизъюнктивы представлены тектоническими нарушениями сбросового и сквозного типов. Сбросы ограничены вверх по разрезу поверхностями несогласий, соответствующих ОГ «Q», «N», «М». Сквозные тектонические нарушения, перекрытые первым СФК, наблюдаются вдоль южного борта Тастахского прогиба, относятся к горизонтально-сдвиговому типу, который устанавливается по проявлению сдавливающих деформаций, приведших к формированию Солунтахской антиклинали.

Обсуждение результатов исследований

Если считать, что структура, наблюдаемая в основании Тастахского прогиба (четвертый СФК), – проявление Южно-Анюйской сутуры, то необходимо рассмотреть ее характерные структурные особенности, которые могут указать на ее связь с сутурой.

В геологической истории Южно-Анюйской сутуры С. Д. Соколов выделил два основных этапа: океанический (палеозой – начало поздней юры) и коллизионный (волжский век – ранний мел), завершившихся формированием в готериве - барреме складчато-надвиговой структуры Чукотской (Новосибирско-Чукотской) складчатой области. Коллизионный этап в апте – альбе сменился обстановкой растяжения, приведшей к формированию комплексов метаморфических ядер и наложенных орогенных впадин [13]. Таким образом, по данным С. Д. Соколова, к концу раннего мела формирование Южно-Анюйской сутуры завершилось. Основной структурный фактор, который мог бы указывать на проявление сутуры в основании Тастахского прогиба, – ее неразрывная связь с Чукотской (Новосибирско-Чукотской) складчатой областью (в стандартных условиях - ее составная часть).

Северный борт Тастахского прогиба находится на южном склоне Хромского массива. Наблюдаемая волновая картина в четвертом СФК свидетельствует о горизонтально-слоистом характере толщ слагающих склон массива и осложненных немногочисленными сбросами (см. рис. 2). Здесь отсутствуют складки смятия (опрокинутые, взбросы, перевернутые), характерные для Чукотской (Новосибирско-Чукотской) складчатой области. Перекрывающие предполагаемую сутурную зону толщи Тастахского прогиба отложились в обстановке континентального и спорадически прибрежно-морского осадконакопления. Наблюдаемые в пределах Тастахского прогиба дизъюнктивы, ограниченные поверхностями несогласий, свидетельствуют о перерывах в осадконакоплении, сопровождаемых проявлениями тектогенеза.

В истории формирования Предверхоянского краевого прогиба и Верхояно-Колымской складчатой области установлен киммерийский этап тектогенеза [12], выраженный в сейсмическом волновом поле прогиба [7] и завершившийся глобальной пенепленизацией в конце мела. Кроме того, перерыв в осадконакоплении имел место в конце образования фронтальной зоны Верхояно-Колымской складчатой области (конец миоцена – начало плиоцена) [12]. Перерывы в осадконакоплении охватили весь северо-восток, включая Тастахский прогиб, что устанавливается по разрезам кайнозоя Яно-Индигирской низменности и морских островов. На о-вах Анжу установлены надвиги позднемиоценового – раннеплиоценового возраста [12].

Выводы

По данным сейсморазведочных исследований в разрезе Тастахского прогиба присутствуют отложения, перерывы в осадконакоплении, проявления тектогенеза, синхронные одновозрастным Предверхоянского краевого прогиба и Верхояно-Колымской складчатой области. В конце миоцена – начале плиоцена в пределах рифта наблюдаются проявления горизонтально-сдвиговых дислокаций. Четвертый СФК в основании Тастахского прогиба с наблюдаемой мощностью свыше 2000 м сложен, вероятно, отложениями палеозоя и мезозоя. Он скрыт под образованиями палеогена, неогена, четвертичными отложениями, суммарной мощностью 2000 м [11]. Наблюдаемая структура (четвертый СФК) в основании Тастахского прогиба на данной стадии изученности в большей мере соответствует рифтам окраины континента, чем проявлениям сутуры. Вместе с тем отсутствие аналогов Чукотской складчатой области в разрезе Тастахского прогиба может быть объяснено воздыманием и размывом рассматриваемой территории в конце мела. Аналогичные глубоко денудированные рифтоподобные структуры отмечены в основании ряда сейсмических разрезов моря Лаптевых, что позволяет изучить их взаимосвязь и историю формирования в сравнении

с четвертым СФК Тастахского прогиба. Кроме того, отсутствие аналогов Чукотской складчатой области можно объяснить отделением Хромского массива от Верхояно-Колымской складчатой области до коллизионного этапа формирования Южно-Анюйской сутуры. В случае подтверждения отделения Хромского массива от Верхояно-Колымской складчатой области проявления Южно-Анюйской сутуры в рассматриваемом районе могут находиться севернее массива. По данным ГГК-1000 этот массив охватывает юго. Бол. Ляховский, пролив Дмитрия Лаптева и прилежащую часть материка. От Ляховского блока он отделяется региональным надвигом субширотного простирания с южным падением [3]. Не исключено, что надвиг маркирует местоположение Южно-Анюйской сутуры.

Полученные материалы предварительно подтверждают выводы различных авторов, согласно которым усредненные объемы начальных ресурсов УВ северо-восточного арктического шельфа России в Новосибирско-Чукотской НГО оцениваются в 0,7 млрд т нефти (извл.) и 1,1 трлн м³ газа, что ниже, чем в соседних НГО [9, 10].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аржаков Н. А., Оболкин А. П., Ситников В. С. Анализ геолого-геофизической изученности потенциально нефтегазоносных районов Северо-Восточной Якутии и прилегающего шельфа Восточно-Арктических морей // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2017. – Т. 12, № 4. – URL: http://www. ngtp.ru/rub/6/39_2017.pdf.

2. Бондаренко Г. Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана: автореф. дис. ... д. г.-м. н. – М.: МГУ, 2004. – 46 с.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-53 — о. Столбовой, S-54 — Ляховские о-ва. Объяснительная записка / А. Г. Бургуто, В. К. Дорофеев, П. В. Рекант и др. — СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. — С. 136.

4. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. – М.: Недра, 1990. – 334 с.

5. **Моисеев А. В., Лучицкая М. В.** Вулканиты и гранитоиды мыса Святой Нос // Докл. РАН. Науки о Земле. – 2020. – Т. 492, № 2. – С. 11–15.

6. **Мокшанцев К. Б., Черский Н. В.** Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазоносности Восточной Якутии. – Якутск: Кн. изд-во, 1961. – 134 с.

7. Обобщение результатов сейсморазведочных исследований Северо-Востока Якутии / А. П. Оболкин, В. С. Ситников, А. Р. Александров и др. // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2017. – Т. 12, № 4. – URL: http://www.ngtp.ru/ rub/4/38_2017.pdf. 8. **Сеславинский К. Б.** Южно-Анюйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 245, № 5. – С. 1181–1185.

9. Ситников В. С., Слепцова М. И., Севостьянова Р. Ф. Прогнозные ресурсы углеводородов и их освоение на северных территориях Якутии // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2018. – Т. 13, № 4. – URL: http://www.ngtp.ru/upload/iblock/ c20/44_2018.pdf.

10. Слепцова М. И. Оценка прогнозных ресурсов углеводородов северо-восточного арктического шельфа России // Международный научно-исследовательский журнал. – 2018. – № 10. – С. 55–58.

11. **Строение** и перспективы нефтегазоносности Тастахского прогиба (Восточная Якутия) / В. С. Ситников, В. Д. Матвеев, Ю. Х. Протопопов и др. // Проблемы поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа в Якутии. – Якутск: ЯИГН СО РАН, 1993. – С. 93–101.

12. **Тектоника**, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М.: Наука, 2001. – 571 с.

13. **Тектоника** Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) / С. Д. Соколов, М. И. Тучкова, А. В. Ганелин и др. // Геотектоника. – 2015. – № 1. – С. 5–30.

14. **Тильман С. М.** Тектоника и история развития Северо-Восточного Приколымья // Тр. Северо-Восточного комплексного НИИ СО АН СССР. – 1962. – Вып. 1. – С. 13–190.

15. **Черский Н. В.** Перспективы нефтегазоносности северо-востока Якутской АССР // Геология газовых месторождений. – М.: ГОСИНТИ, 1959. – С. 26–62.

16. **Kuzmichev A. B.** Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. – 2009. – Vol. 463. – P. 86–108.

17. **Seismic** stratigraphy. Use in prospecting and exploration of oil and gas / Peyton Ch., ed. – Moscow: Mir, 1982. – Vol. 1. – P. 375; Vol. 2. – P. 486.

REFERENCES

1. Arzhakov N.A., Obolkin A.P., Sitnikov V.S. [Geological-geophysical study of potentially petroleum bearing areas of the North-Eastern Yakutia and the approaching Eastern Arctic offshore]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika – Petroleum Geology. Theoretical and Applied Studies*, 2017, vol. 12, no. 4. URL: http://www.ngtp.ru/rub/6/39_2017.pdf (In Russ.).

2. Bondarenko G.E. *Tektonika i geodinamicheskaya evolyutsiya mezozoid severnogo obramleniya Tikhogo okeana. Avtoref. dokt. dis.* [Tectonics and geodynamic evolution of mesozoids in the north framing of the Pacific Ocean]. Author's abstract of DSc thesis]. Moscow, MSU Publ., 2004. 46 p. (In Russ.).

3. Burguto A.G., Dorofeev V.K., Rekant P.V., et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tretye pokoleniye). Seriya Laptevo-Sibiromorskaya. List S-53 – o. Stolbovoy, S-54 – Lyakhovskiye o-va. Obyasnitelnaya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation at a 1: 1 000 000 scale. Ser. Laptevo-Sibiromorskaya. Sheets no. S-54 – Stolbovoy Island, S-54 – Lyakhovskiye Islands. Explanatory note]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 2016. P. 136. (In Russ.).

4. Zonenshtayn L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. *Tektonika litosfernykh plit. T. 2* [Tectonics of lithospheric plates in the territory of the USSR. Vol. 2]. Moscow, Nedra Publ., 1990. 334 p. (In Russ.).

5. Moiseev A.V., Luchitskaya M.V., Sokolov S.D. [Volcanic rocks and granitoids from Cape Svyatoy Nos (Eastern Arctic): their age, composition, and paleoterctonic reconstructions]. *Doklady Earth Sciences*, 2020, vol. 492, no. 2, pp. 398–401.

6. Mokshantsev K.B., Cherskiy N.V. Osnovnyye cherty geologicheskogo stroeniya i perspektivy neftegazonosnosti Vostochnoy Yakutii [Main features of the geological structure and prospects of oil and gas potential of Eastern Yakutia]. Yakutsk, Yakutsk Publishing House, 1961. 134 p. (In Russ.).

7. Obolkin A.P., Sitnikov V.S., Alexandrov A.R., et al. [Results of seismical research of the North-Eastern Yakutia]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika* – *Petroleum Geology. Theoretical and Applied Studies*, 2017, vol. 12, no. 4. URL: http://www.ngtp.ru/ rub/4/38_2017.pdf. (In Russ.).

8. Seslavinskiy K.B. Yuzhno-Anyuyskaya sutura (Zapadnaya Chukotka) [South Anyuy suture (West Chukotka)]. Doklady Akademii nauk SSSR – Doklady Earth Sciences, 1979, vol. 245, no. 5, pp. 1181–1185. (In Russ.).

9. Sitnikov V.S., Sleptsova M.I., Sevostyanova R.F. [Hydrocarbons forecast resources and their development in the Northern Yakutia Territories]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika – Petroleum Geology. Theoretical and Applied Studies*, 2018, vol. 13, no. 4. URL: http://www.ngtp.ru/upload/iblock/c20/44_2018. pdf (In Russ.).

10. Sleptsova M.I. [Assessment of forecast resources for hydrocarbons of the north-east Arctic shelf sea of Russia]. *Mezhdunarodnyy nauchno-issledovatelskiy zhurnal – International Research Journal,* 2018, no. 10, pp. 55–58. (In Russ.).

11. Sitnikov V.S., Matveev V.D., Protopopov Yu.Kh., et al. [Structure and oil-and-gas prospects of the Tastakh trough (East Yakutia)]. *Problemy poiskov, razvedki i razrabotki mestorozhdeniy nefti i gaza v Yakutii* [Problems of prospecting, exploration and development of oil and gas fields in Yakutia]. Yakutsk, YakSC SB RAS Publ., 1993, pp. 93–101. (In Russ.).

12. Parfenov L.M., Kuzmin M.I., eds. *Tektonika, geodinamika i metallogeniya territorii Respublika Sakha (Yakutiya)* [Tectonics, geodynamics and metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia)]. Moscow, Nauka Publ., 2001. 571 p. (In Russ.).

13. Sokolov S.D., Tuchkova M.I., Ganelin A.V., et al. [Tectonics of the South Anyuy suture, Northe-

astern Asia]. *Geotektonika – Geotectonics*, 2015, no. 1, pp. 5–30. (In Russ.).

14. Tilman S.M. [Tectonics and development history of the North-Eastern Prikolymye]. *Trudy Severo-Vostochnogo kompleksnogo nauchno-issledovatelskogo instituta SO AN SSSR. Vyp. 1* [Proceedings of the North-Eastern Comprehensive Scientific Research Institute SB AS USSR. Issue 1]. Magadan, 1962, pp. 13–190. (In Russ.).

15. Cherskiy N.V. [Prospects of oil and gas potential of the northeastern part of Yakutia ASSR]. *Geologiya gazovykh mestorozhdeniy* [Geology of gas fields]. Moscow, GOSINTI Publ., 1959, pp. 26–62. (In Russ.).

16. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin. *Tectonophysics*, 2009,vol. 463, pp. 86–108.

17. Peyton Ch., ed. Seismic stratigraphy. Use in prospecting and exploration of oil and gas. Moscow: Mir Publ., 1982, vol. 1, 375 p.; vol. 2, 486 p.

© О. П. Оболкин, <u>В. С. Ситников</u>, М. И. Слепцова, Р. Ф. Севостьянова, 2022

УДК 550.312

ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ РАБОТЫ ПО ИЗМЕРЕНИЮ ЗНАЧЕНИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ЕЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ГРАДИЕНТА

Р.В.Груздев¹, Д.Ю.Константинов², В.В.Ромашко²

¹Востокгеология, Чита, Россия; ²Норильскгеология, Санкт-Петербург, Россия

Описывается методика полевых работ по гравиметрической съемке и измерению вертикального градиента силы тяжести с помощью высокоточного гравиметра, а также методика обработки полученных данных пакетом программ Geosoft Oasis Montaj (Канада). Приводятся результаты исследований, выводы и рекомендации для производства подобных работ методом разноуровневых измерений значений силы тяжести.

Ключевые слова: гравиразведка, аномалия силы тяжести, вертикальный градиент, разноуровневые измерения, поправка за рельеф.

EXPERIMENTAL AND METHODOLOGICAL WORK ON MEASURING THE VALUES OF GRAVITY AND ITS VERTICAL GRADIENT

R. V. Gruzdev¹, D. Yu. Konstantinov², V. V. Romashko²

¹ Vostokgeologiya, Chita, Russia; ²Norilskgeologiya, Saint Petersburg, Russia

The article describes the methodology of field work on gravity surveying and measurement of the vertical gravity gradient using a high-precision gravimeter. The processing teqnique of received data by the Geosoft Oasis Montaj software package (Canada) is described. Research results, conclusions and recommendations for the performance of such works by the method of multi-level measurements of gravity values are presented.

Keywords: gravity survey, gravity anomaly, vertical gradient, multi-level measurements, terrain correction.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-1-63-68

В гравиразведке разработаны способы и методика совместного анализа измеренных значений силы тяжести, их вертикального градиента и других производных, что позволяет прежде всего уменьшить неоднозначность решения обратной задачи гравиразведки, при решении которой большое значение имеет знание истинного значения вертикального градиента силы тяжести [1-6]. Появление высокоточных гравиметров и новых методик дает возможность получать значения вертикального градиента с необходимой точностью в производственных масштабах. Расчеты показывают, что такие измерения можно производить с точностью от 10 до 3 Э, с применением высотной базы треноги 1-3 м. В связи с этим любые высокоточные гравиметрические съемки можно сопровождать измерением вертикального градиента силы тяжести при незначительных затратах.

В основе такой методики лежит следующее. С применением тех же гравиметров, которые используются и при «классической» гравиметрической съемке, определение вертикального градиента силы тяжести выполняется путем измерения силы тяжести на двух высотах с разницей *h* = 0,5–2,0 м, в зависимости от применяемого инструмента – подставки или специального переносного штатива. В частности, штатив TRIDENT, рассчитанный на использование с гравиметрами CG-5/CG-6 AutoGrav[™] (SCINTREX, Канада), обеспечивает точное позиционирование прибора на заранее определенных уровнях (рис. 1, 2). В процессе съемки измеряется приращение силы тяжести, а вертикальный градиент определяется отношением этого приращения к разности высот; учитывается также влияние рельефа местности (определение высот выполняется, как и при «классической» гравиметрической съемке, – с использованием двухчастотных высокоточных геодезических приемников GPS/ГЛОНАСС).

Описание полевых работ

В нашем случае опытно-методические работы в модификации описанной методики проводились летом 2019 г. на одном из лицензионных участков в Забайкальском крае площадью 1×2,5 км. Цель работ – оценка комплекса гравиметрических методов для поиска медно-порфирового оруденения.

Измерения значений силы тяжести производились на специально изготовленной треноге на двух уровнях с разностью высот 1 м с использованием гравиметра CG-5 AUTOGRAV канадской компании Scintrex. Первое измерение силы тяжести производилось на нижней площадке треноги (у поверхности земли), второе – на верхней.

Определение плановых координат и высотных отметок точек наблюдений выполнено в режиме RTK GPS приемниками TRIUMPH Javad. Среднеквадратическая погрешность определения высот пунктов наблюдения составила ±0,04 м, среднеквадратическая погрешность определения координат пунктов наблюдения ±0,30 м. Достигнутые погрешности определения координат и высот пунктов геофизических измерений соответствует требованиям технического (геологического) задания и инструкции по гравиразведке.



Рис. 1. Установка двух гравиметров CG-6 на площадках штатива TRIDENT

Гравиметрические наблюдения выполнялись по замкнутым рейсам от одного центрального опорного пункта. Рейсы начинались и заканчивались на опорном пункте (ОП), длительность большинства из них не превышала 4 ч. Объем контрольных наблюдений 12 %. Для учета смещения нуль-пункта гравиметра был оборудован ОП.

В ходе измерения на каждом пункте наблюдения:

 – автоматически вводились поправки за лунносолнечные вариации;

 выполнялась постоянная компенсация угла наклона прибора;

 проводилось автоматическое подавление высокочастотных помех,

- использовался сглаживающий фильтр.

Для достижения требуемой точности измерения гравиметром выполнялись следующие условия: – время накопления данных на каждом пун-

кте 60 с;

– продолжительность цикла 75 с;

– задержка начала измерений 5 с.

Визуально качество измерений оценивалось по значению стандартного отклонения (SD) односекундной пробы сигнала. Среднеквадратическая погрешность наблюденных значений силы тяжести на пункте составила ±0,007 мГал, погрешность из-



Рис. 2. Техника разноуровневых измерений

меренных значений вертикального градиента соответственно ±0,003 мГал/м.

Обработка и результаты гравиметрических наблюдений

Обработка результатов гравиметрических наблюдений проводилась в два этапа:

1) ввод поправок за смещение нуль-пункта гравиметра, увязка гравиметрических рейсов, вычисление измеренного вертикального градиента и расчет среднеквадратической ошибки наблюденных значений силы тяжести;

2) использование гравиметрического модуля программного пакета Geosoft Oasis Montaj[™] (организация баз данных, интерпретация материалов, построение и оформление отчетных карт), в котором реализован алгоритм вычисления аномалий Буге, включая, в том числе, поправку за рельеф на основе цифровой модели (ЦМР).

Также на всех пунктах измерений градиента силы тяжести были вычислены его аномалии.

Аномальные значения градиента силы тяжести $\Delta \textit{V}_{zz}$ рассчитывались по формулам:

$$V_{zz} = \frac{g(0) - g(H)}{H},$$

 $\Delta V_{zz} = V_{zz} - 0,3086,$

где V_{zz} – измеренное значение градиента силы тяжести; показания гравиметра, мГал: g(0) – на нижнем уровне, g(H) – на верхнем; H – высота штатива, м; 0,3086 мГал/м – нормальный градиент силы тяжести Земли в этом районе.

Получены следующие результаты опытно-методических работ:

1. Карта аномалий силы тяжести м-ба 1:10 000 в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,67 г/см³ (в условном уровне с учетом поправки за рельеф в радиусе 0–22 км с сечением 0,05 мГал) (рис. 3, а);

2. Карта локальных составляющих, полученная после исключения регионального фона из аномалий Буге (см. рис. 3, б);

3. Карта аномальных значений вертикального градиента силы тяжести, измеренного на участке опытно-методических работ (рис. 4, а);

4. Карта значений вертикального градиента силы тяжести, вычисленных по значениям аномалий Буге (см. рис. 4, б).



Nº 1(49) ♦ 2022

Рис. 3. Карты аномального поля силы тяжести в редукции Буге (а) и локальной составляющей силы тяжести в редукции Буге (б) с изолиниями рельефа



Рис. 4. Сопоставление результатов измеренного вертикального градиента силы тяжести с поправкой за рельеф (а) и рассчитанного на основе обработки двухуровневых наблюдений силы тяжести (б)

№ 1(49) ♦ 2022

Структура гравитационного поля площади работ хорошо дифференцирована: четко выделяются отдельные разноранговые локальные аномалии поля силы тяжести (см. рис. 3, а).

Разделение аномалий Буге на региональную и локальную составляющие производилось средствами Geosoft Oasis Montaj[™] в модуле Magmap Filtering с применением алгоритмов выделения локальных аномалий на основе методов осреднения и частотной фильтрации (Gaussian Regional и Upward Continuation Filter). Остаточные (локальные) аномалии выделяются и в модуле Grid Math как разность исходного поля и трансформированного регионального.

Локальные гравитационные минимумы второго порядка и аномалии вертикального градиента приурочены: 1) к тектонически ослабленным зонам (дробления и разуплотнения); 2) к проявлениям эксплозивно-гидротермальных брекчий; 3) к прорывам малыми интрузиями и дайками третьей фазы гранитоидного комплекса.

Значения вертикального градиента, вычисленные по аномалиям Буге, не в полной мере соответствуют измеренным (ср. рис. 4, а и 4, б). Это обусловлено тем, что точность практических вычислений вертикального градиента зависит от точности определения аномалий Буге [4, 6].

Определить действительную величину аномального вертикального градиента силы тяжести можно лишь путем его **непосредственного измерения**. Однако в ходе анализа изолиний рельефа дневной поверхности стала очевидной взаимосвязь локальных превышений и контрастных локальных положительных аномалий измеренного вертикального градиента поля силы тяжести. По всей видимости, контрастные формы рельефа оказывают влияние на результаты наблюдений. По этой причине был выполнен расчет поправок за рельеф, в результате чего часть «ложных» аномалий от рельефа удалось компенсировать.

Количественная интерпретация аномалий вертикального градиента не проводилась, что, очевидно, является этапом дальнейших исследований в направлении развития этой методики.

Выводы

1. Измерение вертикального градиента силы тяжести при гравиметрической съемке – хорошее подспорье для уверенного выделения локальных аномалий на участках гравитационной ступени. Это позволяет картировать зоны дробления и разуплотнения геологического разреза, которые определяются отрицательными аномалиями вертикального градиента.

2. Совместный анализ аномалий силы тяжести Буге и измеренных значений вертикального градиента резко повышает однозначность геологической интерпретации за счет их различных дифференциальных и интегральных характеристик, особенно при наличии компенсирующих друг друга плотностных неоднородностей, так как аномалии вертикального градиента силы тяжести связаны с изменением плотности по вертикали и отражают влияние в основном верхней части геологического разреза.

 Комплекс гравиметрической съемки с измерениями вертикального градиента силы тяжести, будучи перспективным направлением гравиразведки, требует специального подхода.

Во-первых, для корректного измерения вертикального градиента силы тяжести необходимо производить высокоточные гравиметрические наблюдения (микрогальная съемка). Для этого необходимо использовать гравиметры класса А, точность измерения которыми должна быть не хуже 0,001 мГал.

Во-вторых, для интерпретации аномалий вертикального градиента в условиях пересеченной местности необходимо вносить поправки за влияние рельефа в ближней зоне, поскольку значения аномалий вертикального градиента могут быть гораздо меньше значений поправок.

В-третьих, наблюдения гравиметром на двух уровнях треноги требует обеспечения плотного контакта с поверхностью земли (заглубление ножек треноги), обеспечивающего устойчивость гравиметра, что накладывает некоторые ограничения на сезонность выполнения работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов Ю. В. Плотностные неоднородности в земной коре, гипотеза изостазии и поверхность Мохо // Геофизика. – 2005. – № 1. – С. 62–68.

2. Антонов Ю. В., Варламов А. С., Зубченко Е. А. Методика и результаты измерений вертикального градиента силы тяжести // Разведочная геофизика. – 1988. – Вып. 108. – С. 94–99.

3. Антонов Ю. В., Винокуров С. К., Слюсарев С. В. Опыт градиентной съемки силы тяжести при поиске сульфидного оруденения на Воронежском массиве // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. – 1991. – № 5. – С. 102–107.

4. Антонов Ю. В., Жаворонкин В. И., Слюсарев С. В. Возможности гравиметрии при поисках кимберлитовых трубок на примере Архангельской алмазоносной провинции // Науч. вестн. Национальной горной академии Украины. – 2001. – № 4. – С. 73–74.

5. Антонов Ю. В., Силкин К. Ю., Черников К. С. Аномалии вертикального градиента силы тяжести и распределение сульфидно-медно-никелевые месторождений и рудопроявлений в юго-восточной части Воронежского кристаллического массива // Геологи XXI века: матер. VII Всерос. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых специалистов. – Саратов, 2006. – С. 71.

 Возможности метода вертикального градиента силы тяжести при разбраковке магнитных аномалий трубочного типа / Ю. В. Антонов, В. И. Жаворонкин, С. В. Слюсарев и др. // Вестн. Воронежского ун-та. Геология. – 2004. – № 1. – С. 153–158.

REFERENCES

1. Antonov Yu.V. [Density inhomogeneities in the Earth's crust, the hypothesis of isostasis and the Moho surface]. *Geofizika*, 2005, no. 1, pp. 62–68. (In Russ.).

2. Antonov Yu.V., Varlamov A.S., Subchenko E.A. [Methods and results of measurements of the vertical gravity gradient]. *Razvedochnaya geofizika*, 1988, vol. 108, pp. 94–99. (In Russ.).

3. Antonov Yu.V., Vinokurov S.K., Slysarev E.A. [The experience of gradient gravity survey in the search for sulfide mineralization in the Voronezh massif]. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka – Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration*, 1991, no. 5, pp. 102–107. (In Russ.).

4. Antonov Yu.V., Zhavoronkin V.I., Slysarev S.V. [The possibilities of gravimetry in the search for kimberlite pipes on the example of the Arkhangelsk diamond-bearing province]. *Nauchnyy vestnik Natsionalnoy gornoy akademii Ukrainy – Scientific Bulletin of National Mining Acagemy of Ucraine,* 2001, no. 4, pp. 73–74. (In Russ.).

5. Antonov Yu.V., Silkin K.Yu., Chernikov K.S. [Anomalies of the vertical gravity gradient and distribution of sulfide-copper-nickel deposits and ore occurrences in the southeastern part of the Voronezh crystallized massive]. *Geologi XXI veka: Materialy VII Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii studentov, aspirantov i molodykh spetsialistov* [Geologists of the 21st century: Materials of the 7th All-Russian Scientific Conference of Students, Postgraduates and Young Specialists]. Saratov, 2006, p. 71. (In Russ.).

6. Antonov Yu.V., Zhavoronkin V.I., Slysarev S.V. [Opportunities of the method of the vertical gradient of gravity at grading magnetic anomalies of tubular type]. *Vestnik Voronezhckogo Universiteta. Geologiya*, 2004, no. 1, pp. 153–158. (In Russ.).

© Р. В. Груздев, Д. Ю. Константинов, В. В. Ромашко, 2022

№ 1(49) ♦ 2022 -

УДК 550.312+528.242

СПОСОБ ВЫЧИСЛЕНИЯ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ОТНОСИТЕЛЬНО КВАЗИГЕОИДА

А.П.Федянин

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

Описывается способ вычисления аномалий силы тяжести относительно квазигеоида. Приводятся формулы редуцирования значений нормального поля силы тяжести с поверхности эллипсоида на поверхность квазигеоида; вычисления условной плотности пород промежуточного слоя и аномалий силы тяжести относительно квазигеоида. Приведен пример сравнения аномалий Буге и аномалий относительно квазигеоида, показывающий преимущества последних для геологической интерпретации данных гравиразведки.

Ключевые слова: аномалии силы тяжести, поверхность эллипсоида, поверхность квазигеоида, промежуточный слой, переменная плотность пород промежуточного слоя.

METHOD FOR CALCULATING GRAVITY ANOMALIES RELATIVE TO A QUASIGEOID

A. P. Fedyanin

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

A method for calculating gravity anomalies relative to a quasigeoid is described. The following formulas are given: reduction of values of the normal gravity from the ellipsoid surface to the quasigeoid surface; calculation of the conditional density of rocks of the Bouger plate; calculation of gravity anomalies relative to the quasigeoid. An example of comparison of the Bouguer gravities and anomalies relative to a quasi-geoid is given; it shows the advantages of the latter for the geological interpretation of gravity survey data.

Keywords: gravity anomalies, ellipsoid surface, quasigeoid surface, Bouguer plate, conditional density of rocks of the Bouger plate.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-1-69-72

Традиционно вся практика интерпретации данных гравиразведки при поиске полезных ископаемых основана на анализе аномалий Буге. Одной из проблем интерпретации является получение аномалий силы тяжести на поверхности Земли. Это так называемая проблема промежуточного слоя. Термин «промежуточный слой» автоматически привнесен в гравиразведку из геодезической гравиметрии. В смысловом выражении он представляет слой пород между поверхностью Земли и поверхностью теоретической модели в виде уровенного эллипсоида вращения.

В истории развития метода гравиразведки специалистами постоянно велась дискуссия о том, с какой плотностью учитывать влияние пород промежуточного слоя — постоянной или переменной. Гравиразведчики в основном придерживались мнения, что поправки за влияние промежуточного слоя следует вычислять с постоянной плотностью [1, 2]. В этом случае аномалии Буге относятся к физической поверхности Земли, если соответствующие редукции за промежуточный слой вводятся по геодезическим высотам.

Но по теории определения высот геодезическая высота состоит из двух частей: гипсометрической, изображаемой на топографических картах, и плавной остаточной геоидальной [5]. На практике же при вычислении аномалий Буге редукция проводится только по гипсометрической части высоты. Поэтому предположение гравиразведчиков о том, что аномалии Буге относятся к физической поверхности Земли, было ложным. В 1940-х гг. геодезисты России в рамках теории фигуры Земли разработали и внедрили в производство новую, так называемую нормальную систему высот [6], в которой гипсометрическая часть высоты (h_n), отсчитываясь от поверхности квазигеоида, стала называться нормальной высотой.

Расстояние же по нормали между поверхностью квазигеоида и поверхностью эллипсоида вращения Земли обозначили как высоту квазигеоида.

Параметром вычисления редукции Буге стало значение нормальной высоты. Очевидно, что и в этом случае аномалии Буге, как и ранее, искажены гравитационным влиянием слоя пород между эллипсоидом и квазигеоидом.

Задача настоящей статьи состоит в том, чтобы вычислить аномалии силы тяжести, не искаженные влиянием высот квазигеоида и структурными объектами промежуточного слоя.

Однако оговоримся, что промежуточным слоем будем считать слой пород переменной плотности от поверхности квазигеоида до поверхности земли.

Мой многолетний опыт внедрения высокоточной гравиразведки в практику нефтегазопоисковых работ в районах Западной и Восточной Сибири показал следующее. 1. Основные публикации в научных журналах о проблеме «прямых поисков» залежей нефти и газа гравиметрическим методом посвящены моделированию геологического разреза по аномалиям Буге. Публикации же об определении плотности пород по латерали в промежуточном слое и в слоях ниже поверхности квазигеоида мне не встречались.

2. Широко известны работы сибирских ученыхгеодезистов по анализу точностных характеристик глобальных моделей квазигеоида [3]. Но они имеют опосредованное отношение к задачам, решаемым в настоящей статье, что также мной учитывалось.

3. В. Л. Пантелеев в курсе лекций «Теория фигуры Земли» (МГУ, 2020 г.) отмечает, что редукция (перенос) силы тяжести или потенциала выполняется в линейном приближении.

На локальных участках детальной гравиметрической съемки (<2500 км²) уровенную поверхность квазигеоида можно считать практически параллельной поверхности земного эллипсоида. В связи с этим для переноса значений нормального поля с эллипсоида на квазигеоид я в частном случае применил следующую эмпирическую формулу приближения:

$$g_{\rm kr} = g_{\rm s} + (0,3086 - f_{\rm s})h_{\rm cp},$$

где $g_{\mathfrak{g}}$ – значение нормального поля силы тяжести на поверхности эллипсоида; 0,3086 – значение нормального градиента силы тяжести земли, мГал; $f_{\mathfrak{g}}$ – среднее значение градиента силы тяжести на изучаемой площади, вычисленное по измерениям $(g_n - g_{\mathfrak{g}})/h_n; h_{cp}$ – среднее значение нормальной высоты, вычисленное по измеренным значениям h_n , на изучаемой площади; $g_{\kappa r}$ – значения нормального поля силы тяжести на поверхности квазигеоида.

Для вычисления переменной плотности пород промежуточного слоя по гравиметрическим данным найдена следующая эмпирическая формула:

$$p_{ycn} = (0,3086 + ((g_n - g_{\kappa r})/h_n k_{np}))/0,3086)/0,0838, (1)$$

где k_{np} — коэффициент редукции аномалий Прея (0,3086—0,0838p).

В результате по аналогии с формулой вычисления аномалий Буге запишем формулу вычисления аномалии силы тяжести относительно поверхности квазигеоида:

$$\Delta g_{\rm Kr} = (g_n - g_{\rm Kr}) + (0.3086 - 0.0419 p_{\rm vc})h_n, \quad (2)$$

где $\Delta g_{\rm кr}$ — аномалия силы тяжести относительно квазигеоида; $p_{\rm усл}$ — условная плотность пород слоя между поверхностью земли и поверхностью квази-геоида.

В итоге сравним графики аномалий Буге, вычисленных традиционно, и аномалий $\Delta g_{\kappa r}$, определенных по формуле (2), по одному из профилей гравиметрической съемки Бахтинского мегавыступа м-ба 1:50 000, Графики построены с помощью программы «Мастер диаграмм» (рис. 1).

Разница между аномалиями Буге и $\Delta g_{\rm kr}$ существенна, что видно на кривой «Буге – $\Delta g_{\rm kr}$ » на рис. 1, и оцифрована шкалой слева. Сопоставление ее с кривой рельефа (h_n) показывает их визуальное соответствие. Такое соответствие можно объяснить влиянием разновысотности пунктов наблюдения и плотностных неоднородностей верхней части геологического разреза. Из этого следует, что аномалии силы тяжести, вычисленные относительно поверхности квазигеоида, лучше очищены от влияния пород промежуточного слоя.

В результате можно сделать вывод, что предлагаемый способ вычисления аномалий силы тяжести открывает новые возможности геологической интерпретации данных гравиразведки. Его иллюстрацией служит диаграмма на рис. 2.

Предварительную геологическую интерпретацию данных гравиразведки можно провести сразу же в процессе их обработки.

На рис. 2 синяя кривая *pus.pr.cloe* показывает характер изменения плотности пород геологического разреза относительно поверхности Земли. Значения этой плотности, рассчитанные по формуле (2), использованы мной в качестве первого приближения переменной плотности промежуточного слоя.

Аномалии силы тяжести, полученные после введения поправки за промежуточный слой с переменной плотностью, позволяют подобрать фиктивный плоский слой ниже поверхности квазигеоида. Фиктивный плоский слой – это своего рода гравитационный эквивалент пород геологического разреза ниже поверхности квазигеоида. Градиенты силы тяжести (плотности) данного слоя в пунктах наблюдения вычисляются из условия равенства нормальному градиенту их среднего значения по всей площади или для отдельного профиля съемки.

Красная кривая *p.fik.cloe* характеризует изменение плотности пород части геологического разреза, находящейся ниже поверхности квазигеоида.

Желтая кривая *pus.pr.cl.* – *p.fik.cl.* показывает характер изменения плотности пород в промежуточном слое, что фиксируется шкалой вспомогательной оси справа.

В чем геологическая суть приведенных кривых? Как отмечено в работе [4], «в пределах Бахтинского мегавыступа и его западного склона бурением и сейсморазведкой выявлена Тынепская зона некомпенсации в тойонское – амгинское время осадконакопления, ограниченная с севера, юга и востока одновозрастными рифогенными барьерами. Но в усольское и бельское время в этой зоне накапливались соленосные отложения». Гравиметрический же профиль проходит строго с юга на север в восточной части Бахтинского мегавыступа. Сопостав-

№ 1(49) ♦ 2022



Рис. 1. Рельеф и аномалии силы тяжести по одному из профилей в районе Бахтинского мегавыступа



Рис. 2. Изменение плотности пород геологического разреза по одному из профилей в районе Бахтинского мегавыступа

ление плотностных кривых на профиле показывает следующее.

1. В зоне глубинного разлома (0–17 км) на плотностной кривой от пород квазигеоида значения плотности ниже среднего значения, принятого в этом районе, в то время как на кривой от промежуточного слоя картина обратная: повышенные значения плотности совпадают с положением останца тектонического покрова на поверхности Земли.

2. На север от разлома также наблюдается обратная картина плотностных кривых. Значения

плотностной кривой от пород квазигеоида существенно превосходят значение средней плотности осадочных пород. Такое положение отмечается до конца профиля и, вероятно, совпадает с распространением мощных пластовых траппов в нижнесреднекембрийских отложениях. Изменения плотностной кривой от промежуточного слоя в этой части профиля выражены отрицательными значениями. Возможно, это связано с распространением соленосных отложений в усольской и бельской свитах. В заключение следует также отметить, что повышенные значения плотностных кривых на профиле коррелируют с размещением поверхностных интрузий траппов, показанных на геологической карте этого района м-ба 1:200 000. Геологам, вероятно, будет интересно проанализировать это более детально.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. – Л.: Недра, 1965. – 496 с.

2. Каленицкий А. И. Технология прикладной высокоточной гравиметрии: диссертация на соискание ученой степени доктора технических наук в форме научного доклада. – Новосибирск, 1994. – 74 с.

3. Канушин В. Ф., Ганагина И. Г., Голдобин Д. Н. Моделирование высот квазигеоида на локальных участках земной поверхности по результатам разложения в обобщенный ряд Фурье // Гироскопия и навигация. – 2020. – Т. 28, № 4 (111). – С. 82–94.

4. **Нижне-среднекембрийский** рифогенный барьер на севере Сибирской платформы – объект первоочередных нефтегазопоисковых работ / Ю. А. Филипцов, Н. В. Мельников, А. С. Ефимов и др. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 2 (18). – С. 25–35.

5. Пеллинен Л. П. Высшая геодезия. – М.: Недра, 1978. – 264 с. **6. Шимбирев Б. П.** Теория фигуры Земли. – М.: Недра, 1975. – 432 с.

REFERENCES

1. Andreev B.A., Klushin I.G. *Geologicheskoe is-tolkovanie gravitatsionnykh anomaliy* [Geological interpretation of gravity anomalies]. Leningrad, Nedra Publ., 1965. P. 495. (In Russ.).

2. Kalenitskiy A.I. *Tekhnologiya prikladnoy vysokotochnoy gravimetrii. Dokt. dis.* [Technology of applied high-presion gravity survey. DSc thesis]. Novosibirsk, 1994. 74 p. (In Russ.).

3. Kanushin, V.F., Ganagina, I.G., Goldobin, D.N. [Modeling the Quasigeoid Heights on Local Areas of the Earth Surface by the Results of Expansion into a Generalized Fourier Series]. *Giroskopiya i navigatsiya*, 2020, vol. 28, no. 4 (111), pp. 82–94. (In Russ.).

4. Filiptsov Yu.A., Melnikov N.V., Efimov A.S., et al. [Lower-Middle Cambrian reef barrier in the northern Siberian Platform as a target of primary exploration for oil and gas]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2014, no. 2 (18), pp. 20–35. (In Russ.).

5. Pellinen L.P. *Vysshaya geodeziya* [Higher Geodesy]. Moscow, Nedra Publ., 1978. 264 p. (In Russ.).

6. Shimbirev L.P. *Teoriya figury Zemli* [Theory of the Earth's Figure]. Moscow, Nedra Publ., 1975. 432 p. (In Russ.).

© А. П. Федянин, 2022
УДК (550.832:552.578.2.061.4):551.762(571.1)

МЕЖСКВАЖИННОЕ ИМПУЛЬСНОЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ПРОСВЕЧИВАНИЕ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ И ВЕРХНЕЮРСКИХ КОЛЛЕКТОРОВ

М. И. Эпов^{1,2}, В. Н. Глинских², М. Н. Никитенко², К. В. Сухорукова², А. М. Петров², Д. И. Горносталев², И. В. Михайлов²

¹Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия; ²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Приведено теоретическое обоснование нового направления в геологоразведке баженовской свиты – технологии межскважинного импульсного электромагнитного просвечивания, в основе которой лежит идея вовлечения системы вертикальных и горизонтальных скважин, пробуренных в целевых объектах нижнемеловых и верхнеюрских отложений. Высокий потенциал и новые возможности предложенной технологии продемонстрированы на реалистичных моделях разрезов скважин Восточно-Сургутского месторождения (Широтное Приобье). По результатам численного моделирования установлено, что электромагнитные сигналы имеют высокий уровень и чувствительность к геоэлектрическим параметрам баженовской свиты, что обеспечивает ее межскважинное просвечивание на значительном расстоянии между скважинами с источниками и приемниками. Выполненное исследование значительно расширяет возможности электромагнитного зондирования методом переходных процессов применительно к задачам нефтепромысловой геофизики в новых постановках.

Ключевые слова: баженовская свита, нижнемеловые и верхнеюрские нефтяные коллекторы, импульсное электромагнитное зондирование, межскважинное просвечивание, вертикальная и горизонтальная скважины.

CROSS-WELL PULSED ELECTROMAGNETIC EXPLORATION OF THE BAZHENOV FORMATION FROM LOWER CRETACEOUS AND UPPER JURASSIC RESERVOIRS

M. I. Epov^{1,2}, V. N. Glinskikh², M. N. Nikitenko², K. V. Sukhorukova², A. M. Petrov², D. I. Gornostalev², I. V. Mikhaylov²

¹Siberian Research Institut of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia; ²A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

The article is devoted to the theoretical substantiation of new direction in geological exploration of the Bazhenov Formation – the technology of pulsed electromagnetic cross-well exploration, which is based on the idea of involving a system of vertical and horizontal wells drilled in target objects of Lower Cretaceous and Upper Jurassic deposits. The high potential and new capabilities of the proposed technology are demonstrated on realistic models of well sections of the East-Surgut field (Latitudinal Ob Region). Based on the results of numerical simulation, it was found that electromagnetic signals have a high level and sensitivity to the geoelectric parameters of the Bazhenov Formation, which ensures its cross-well exploration at a considerable distance between wells with sources and receivers. The performed research significantly expands opportunities of electromagnetic sounding by the method of transient processes as applied to the tasks of oilfield geophysics in new formulations.

Keywords: Bazhenov Formation, Lower Cretaceous and Upper Jurassic oil reservoirs, pulsed electromagnetic sounding, cross-well exploration, vertical and horizontal wells.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-1-73-79

Представленные в статье результаты являются логическим продолжением научного исследования, связанного с созданием новой технологии импульсного электромагнитного зондирования для пространственной локализации отложений баженовской свиты [3]. Этот уникальный нефтеперспективный объект слабо изучен; отложения свиты вскрыты, как правило, вертикальными скважинами, лишь на некоторых месторождениях – горизонтальными. Идея настоящей работы заключается в том, что изучение баженовской свиты становится возможным из субгоризонтальных скважин, пробуренных для исследования ниже- и вышележащих целевых объектов, находящихся на расстоянии первых десятков метров от интервала свиты. Повсеместное наклонно-направленное бурение скважин, ориентированное на другие объекты, позволит также прослеживать положение баженовской свиты в разрезе, изменение свойств и параметров ее толщи и латеральных неоднородностей. Основные задачи состоят в теоретическом обосновании новой технологии каротажа на основе электромагнитного зондирования методом переходных процессов с произвольным токовым импульсом с помощью компьютерного моделирования.

Ранее была опубликована статья [3], посвященная установлению возможности импульсного электромагнитного каротажного зондирования баженовской свиты из наклонно-горизонтальной скважины в нефтеносном пласте-коллекторе под свитой [4, 11]. Опираясь на результаты численного моделирования в реалистичных постановках, мы сделали вывод о том, что импульсное зондирование баженовской свиты из верхне- и среднеюрских нефтеносных коллекторов реализуемо как для картирования границ свиты, так и для прослеживания ее латеральной изменчивости.

В предлагаемой статье обосновывается технология межскважинного просвечивания с использованием систем эксплуатационных скважин, бурящихся на верхнеюрские и нижнемеловые целевые объекты. В частности, рассматривается система одного из кустов Восточно-Сургутского месторождения, пробуренного в нефтеносных пластах-коллекторах БС₂₂ ачимовской части неокомского комплекса и ЮС₁ верхнеюрского комплекса [1].

Прежде чем перейти непосредственно к изложению полученных результатов, необходимо рассмотреть опыт межскважинного просвечивания геофизическими методами. Традиционно для межскважинного просвечивания используются системы вертикальных скважин с размещенными в них источником и приемником или их наборами. На основе зарубежных публикаций можно выделить самые разнообразные области его применения между как необсаженными, так и обсаженными скважинами. Межскважинное просвечивание применяется для решения задач литологического расчленения разреза, определения пространственного распределения флюидонасыщения, изучения структуры залежи, картирования границ коллектора по латерали, оценки петрофизических свойств, включая пористость и проницаемость, мониторинга коллекторов при обводнении и интенсификации нефтедобычи [6, 10].

Отметим, что на сегодняшний день мало публикаций (они есть только за рубежом), посвященных межскважинному просвечиванию с использованием наклонно-горизонтальных скважин, имеющих не только теоретический характер, но и практическое опробование. Так, в [9] на основе дву- и трехмерного численного моделирования изучается возможность межскважинного просвечивания между двумя необсаженными горизонтальными скважинами на расстоянии нескольких десятков метров для решения задач мониторинга. В [12] выполнено моделирование электромагнитных сигналов для задачи межскважинной томографии с использованием двух горизонтальных, а также вертикальной и горизонтальной скважин для выделения обводненных зон в межскважинном пространстве до 1,2 км. В [13] представлена система межскважинной электромагнитной телеметрии для кустового бурения при разработке нетрадиционных ресурсов нефти и газа на месторождениях США. Статья [8] посвящена оценке объема трещины гидроразрыва пласта с привлечением данных индукционного

и электрического методов. В [7] для разделения нефте- и водонасыщенных интервалов применяется низкочастотное индукционное просвечивание карбонатного трещиноватого коллектора в Саудовской Аравии между двумя субпараллельными горизонтальными нагнетательной и добывающей скважинами длиной около 1,0 км, расположенными на расстоянии 1,3 км. Авторы подчеркивают, что проведенное ими межскважинное просвечивание из далеко расположенных горизонтальных скважин с целью усовершенствованной добычи нефти и повышения нефтеизвлечения – первый опыт в нефтегазовой индустрии.

Таким образом, научное обоснование новой технологии импульсного электромагнитного зондирования для картирования и пространственной локализации латеральных неоднородностей и нефтеперспективных зон баженовской свиты в межскважинном пространстве наклонно-горизонтальных скважин представляется актуальным направлением исследования.

Система межскважинного просвечивания нижнемеловых и верхнеюрских отложений Восточно-Сургутского месторождения

Баженовская свита является не только основным региональным флюидоупором для залежей углеводородов, но и нефтепроизводящей и нефтеносной толщей, высокий потенциал которой доказан многолетней добычей нефти. Она характеризуется значительной пространственной неоднородностью отложений, существенно отличается от вмещающих ее пород по физическим свойствам и минеральному составу. Применительно к изучению свиты выполняется литологическая интерпретация по промысловым данным, в том числе с использованием современных комплексов каротажа.

Типичная современная система разработки нефтяного месторождения представляет собой набор скважин с различными траекториями. Для оптимизации расходов на разработку применяют кустовое бурение, когда скважины забуриваются с одной площадки, но их эксплуатационные секции располагаются в различных местах целевого нефтеносного пласта. В зависимости от геолого-технологических условий траектории наклонно-направленных скважин в пространстве могут быть вертикальными, S-образными, J-образными и горизонтальными.

В настоящем исследовании целесообразно рассматривать ситуации, где две скважины с разными траекториями проходят близко друг к другу. В таком случае можно выделить следующие типичные ситуации.

Первая включает два горизонтальных ствола, пробуренных на один целевой объект параллельно друг другу, при этом характерное расстояние между ними составляет от 250–300 до 500–700 м (рис. 1). В случае, когда два горизонтальных ствола бурятся



Рис. 1. Пример расположения вертикальных и наклонно-горизонтальных стволов на Восточно-Сургутском месторождении (слева), вскрывающих коллектор ЮС₂ (красными точками показано положение входа в коллектор, зелеными линиями – горизонтальные стволы в коллекторе). Справа – диаграммы кажущегося сопротивления по данным БК в скв. 1–3 и данные ГК, НКт, ПС в скв. 3



Рис. 2. Модель горизонтальных скважин, проходящих в коллекторах БС₂₁₋₂₂ и ЮС₁. Плоскостями показаны кровля и подошва баженовской свиты, слева приведены данные ПС (красная линия) и БК (голубая линия), красными стрелками обозначены магнитные моменты источников, синими – приемников

из одной скважины, расстояние между ними или их интервалами может быть меньше 200 м. Вторая ситуация: два горизонтальных ствола пробурены на один целевой объект под углом или ортогонально друг другу, причем вертикальный или наклонный участок одной из скважин расположен над горизонтальным участком другой. В этом случае в системе межскважинного просвечивания могут быть задействованы как вертикальные (наклонные), так и горизонтальные участки скважин. Расстояние между горизонтальным участком одной скважины и вертикальным (наклонным) участком другой варьируется от 100 до 300 м, а расстояние между ортогональными горизонтальными стволами не меньше 200 м, при этом их протяженность может достигать 1,0 км и более. Третья ситуация, рассмотренная ниже, включает две горизонтальные скважины, пробуренные на два целевых объекта и направленные по разным азимутам, минимальное расстояние между которыми может быть меньше 100 м. Необходимо отметить, что, используя вертикальную скважину, можно существенно расширить возможности системы межскважинного просвечивания.

Повторяемость и вариативность электрических свойств разреза нижнемеловых и верхнеюрских отложений наглядно иллюстрируется практическими данными бокового каротажа в трех ближних вертикальных скважинах 1–3 (р_{к БК}, выстроены по кровле баженовской свиты; см. рис. 1). Между ними положение и толщина пласта ЮС₁ меняются незначительно, а мощность нижнемеловых коллекторов увеличивается от скв. 1 к скв. 3. Изменения при больших удалениях более значительные и для относительного положения коллекторов и баженовской свиты, и для их сопротивления.

Расстояние от скв. 2 до скв. 1 и 3 около 900 м, между скв. 1 и 3 – около 600 м, между вертикальными и ближними горизонтальными стволами может составлять около 100 м. Аналогичным образом вскрываются горизонтальными скважинами и другие меловые и юрские коллекторы. Применительно к изучению баженовской свиты практический интерес представляет модель, в которой горизонтальные стволы проходят в коллекторах БС₂₁₋₂₂ и ЮС₁ (рис. 2). Так как скважины проходят в коллекторах по разным азимутам, то в некоторой области могут сближаться между собой (их траектории в плане пересекаются). В этом случае в одной из скважин можно расположить источники электромагнитного поля (на рис. 2 – в верхней), а в другой – приемники.

УЭС пластов и их толщины определяются двумерной численной инверсией данных БКЗ [3, 5]. Осредненные параметры базовой геоэлектрической модели пластов приведены в таблице, при этом УЭС коллекторов БС₂₁₋₂₂ и ЮС₁ (с горизонтальными скваПараметры базовой геоэлектрической модели пластов разреза

		1	1	
Пласт	Кровля, м	Подошва, м	Толщина, м	УЭС, Ом∙м
Аргиллит	0	30	30	4,6
Коллектор БС ₂₁₋₂₂	30	37	7	15,5
Аргиллит	37	60	23	9,1
Баженовская свита	60	85	25	55
Георгиевская свита	85	87	2	2,3
Аргиллит	87	101	14	9
Коллектор ЮС ₁	101	108	7	15
Аргиллит	108	140	32	9

жинами) соответствует нефтенасыщенным песчаникам.

Численное моделирование и обсуждение результатов

Для анализа электромагнитных сигналов и их чувствительности к геоэлектрическим параметрам среды используется горизонтально-слоистая модель. Источником электромагнитного поля является произвольно ориентированная катушка, в которой реализуется выключение тока. В приемных катушках измеряется ЭДС в зависимости от времени. Декартова система координат определена таким образом, чтобы ось z была направлена вниз, а источник и приемник лежали в плоскости Oxz (см. рис. 2). В этой ситуации ненулевыми являются XX-, YY-, ZZ-, XZ- и ZX-компоненты поля, где первый символ означает направление магнитного диполя, а второй – измеряемую компоненту поля в системе координат модели.

Получено решение прямой задачи для импульса тока произвольной формы. На его основе созданы алгоритм и компьютерная программа моделирования сигналов импульсных зондирований, которые допускают распараллеливание по частотным и пространственным гармоникам [2].

С помощью логарифмических производных сигналов по параметрам оценивается ошибка определения параметра при заданной погрешности измерения

$$\delta = \frac{\Delta_f}{\left|\frac{\partial f}{\partial \rho}(\rho_0)\rho_0\right|} 100\%$$

Здесь $\Delta_f = |f| f^0 + f^a - суммарная абсолютная ошиб$ ка измерения; <math>f - сигнал, f^0 и $f^a - его$ относительная и абсолютная погрешности; ρ_0 – значение оцениваемого параметра.

Чтобы установить возможности межскважинных импульсных зондирований при картировании кровли и подошвы баженовской свиты, проведены численные эксперименты в реалистичной модели разреза (см. таблицу). Для расчета чувствительностей сигналов к границам баженовской свиты взяты следующие значения моментов зондов и погрешностей измерения: M = 100 A·м⁴; f^0 = 0,02, f^o = 10 нB.

Рассмотрим две горизонтальные скважины, находящиеся в пластах БС₂₂ и ЮС₁ сверху и снизу баженовской свиты (см. рис. 2). Расстояние между ними – 70 м по вертикали, причем пространственное расположение скважин относительно друг друга произвольно. Источник электромагнитного поля находится в верхнем коллекторе, приемник – в нижнем. Будем оценивать горизонтальное (азимутальное) расстояние *х* между ними, при котором возможно определение положения кровли и подошвы свиты. Иными словами, для реализации межскважинного просвечивания определяем, насколько могут быть разнесены источник и приемник по горизонтали.

На рис. 3 приведены уровни ЭДС для YY-, ZZи XZ-компонент поля в зависимости от времени и от горизонтального расстояния между источником и приемником. Уровни измеряемых сигналов показаны изолиниями. Расстояние между источником и приемником очень значительно и изменяется от 70 до 212 м, поэтому уровни сигналов невелики. Самый большой уровень наблюдается для диагональной ҮҮ-компоненты и достигает нескольких десятых долей мкВ на средних временах регистрации и расстояниях *х* = 0–90 м. На расстояниях около 180 м сигналы становятся сравнимыми с ошибкой измерения и практически не измеряемыми для рассматриваемых моментов источника и приемника. Расстояния могут быть увеличены при больших моментах источника и приемника. Тем не менее и для используемого момента при расстояниях по горизонтали до 180 м межскважинное просвечивание возможно в разрезе от нижнемеловых отложений ачимовской толщи и до верхнеюрских отложений васюганской свиты.

На рис. 4 также с помощью изолиний приведены относительные ошибки определения положения кровли и подошвы баженовской свиты для компоненты ҮҮ. Хорошая чувствительность к кровле ($\delta < 10$ %) сохраняется на расстояниях x < 90 м. Ее картирование возможно в диапазоне времен 10⁻⁵-10⁻⁴ с. Ошибки определения положения подошвы баженовской свиты намного ниже, т.е. чувствительность выше к подошве. Это связано с тем, что нижний коллектор ближе к подошве свиты по сравнению с верхним. Для компоненты ҮҮ хорошая чувствительность наблюдается на расстояниях x<150 м. Даже при x = 200 м для YY-компоненты присутствует чувствительность к подошве (ошибка до 40 %). Таким образом, при значительных удалениях (до 200 м) положение подошвы свиты надежно определяется в широком диапазоне времен – около 10⁻⁵–10⁻⁴ c.



Рис. 3. ЭДС для YY- (а), ZZ- (б), и XZ-компонент (в) поля в зависимости от времени и от горизонтального расстояния между источником и приемником, расположенными в скважинах с горизонтальным завершением в пластахколлекторах БС₂₂ и ЮС₁, при импульсном электромагнитном межскважинном просвечивании ЮС₀



Рис. 4. Относительная ошибка определения положения кровли (а) и подошвы (б) баженовской свиты для ҮҮ-компоненты поля в зависимости от времени и от горизонтального расстояния между источником и приемником, расположенными в скважинах с горизонтальным завершением в пластах-коллекторах БС₂₂ и ЮС₁, при импульсном электромагнитном межскважинном просвечивании ЮС₀

Наряду с этим рассмотрен случай межскважинного просвечивания системой вертикальной и горизонтальной скважин. В вертикальной скважине, пересекающей баженовскую свиту, располагается источник электромагнитного поля, а приемник, как и в предыдущем случае, находится в скважине с горизонтальным завершением в коллекторе ЮС₁. Расчеты показывают, что хорошая чувствительность к границам сохраняется при значительных горизонтальных расстояниях между источником и приемником (до 150 м) и возрастает или убывает при приближении или удалении источника от границы.

№ 1(49) ♦ 2022

Выводы

На примере Восточно-Сургутского месторождения показаны возможности межскважинного электромагнитного просвечивания баженовской свиты с использованием системы вертикальных и горизонтальных скважин, пробуренных в нижнемеловых и верхнеюрских коллекторах. Представленные результаты численного моделирования демонстрируют высокий потенциал предложенного метода для решения задачи картирования границ баженовской свиты и исследования ее латеральной изменчивости. Расчетами установлено, что электромагнитные сигналы характеризуются высоким уровнем и чувствительностью к изучаемым объектам, если вертикальное расстояние между горизонтальными скважинами не превышает 70 м, а азимутальное расстояние между источниками и приемниками не более 200 м. Значительное расширение возможности предлагаемого метода может быть выполнено за счет использования зондирующих импульсов разного спектрального состава, что представляет интерес для дальнейшего исследования.

Научно-исследовательские работы выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 19-77-20130 «Фундаментальные основы импульсного электромагнитного зондирования с управляемым спектром: теоретическое обоснование инновационного геофизического метода геологоразведки с использованием высокопроизводительных вычислений на базе Сибирского суперкомпьютерного центра СО РАН»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас месторождений нефти и газа Ханты-Мансийского автономного округа. Т. 2 / под ред. В. А. Волкова, В. А. Шпильмана. – Тюмень; Ханты-Мансийск, 2013. – 308 с.

2. Никитенко М. Н., Глинских В. Н., Горносталев Д. И. Математическое обоснование импульсных электромагнитных зондирований для новых задач нефтепромысловой геофизики // Сибирский журнал вычислительной математики. – 2021. – № 2. – С. 179–192.

 Новый метод импульсного электромагнитного зондирования: картирование баженовской свиты из юрских коллекторов, вскрытых наклонно-горизонМ. Н. Никитенко и др. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2021. – № 3 (47). – С. 31–39.
4. Разработка метода импульсных электро-

магнитных зондирований для изучения баженовской свиты / М. Н. Никитенко, В. Н. Глинских, М. И. Эпов и др. // Saint Petersburg 2020. Geosciences: Converting Knowledge into Resources (Saint Petersburg, Russia, 6–9 April 2020). – СПб., 2020. – C. 1–5. – URL: https://www.earthdoc.org/content/papers/10.3997/2214-4609.202053067.

тальными скважинами / М. И. Эпов, В. Н. Глинских,

5. Сухорукова К. В., Петров А. М., Нечаев О. В. Геоэлектрические модели меловых коллекторов Западной Сибири по результатам комплексной интерпретации данных электрокаротажа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2020. – № 3 (43). – С. 77–86.

6. **Advanced** Progress of TFEM Method for Hydrocarbon Mapping / Z. He, G. Yu, Z. Wang, et al. // 2017 SEG International Exposition and Annual Meeting (Houston, Texas, USA, September 24–29, 2017). – 2017. – Document ID: SEG-2017-16928506.

7. **Crosswell** Electromagnetic Induction Between Two Widely Spaced Horizontal Wells: Coiled-tubing Conveyed Data Collection and 3D Inversion from a Carbonate Reservoir in Saudi Arabia / A. F. Marsala, S. Lyngra, M. Safdar, et al. // 2015 SEG Annual Meeting (New Orleans, Louisiana, USA, October 18–23, 2015). – 2015. – Document ID: SEG-2015-5891203.

8. Hoversten G. M., Schwarzbach C. Monitoring Hydraulic Fracture Volume using Surface to Borehole EM and Conductive Proppant // 2018 SEG International Exposition and Annual Meeting (Anaheim, California, USA, October 14–19, 2018). – 2018. – Document ID: SEG-2018-2984673.

9. **Kaputerko A., Alumbaugh D., Levesque C.** A Modeling Comparison of Two Crosswell EM Systems for Water Flood Monitoring in Horizontal Wells // 2009 SEG Annual Meeting (Houston, Texas, USA, October 25–30, 2009). – 2009. – Document ID: SEG-20090888.

10. **Three-dimensional** Multiplicative-regularized Non-linear Inversion Algorithm for Cross-well Electromagnetic and Controlled-source Electromagnetic Applications / A. Abubakar, J. Liu, T. Habashy, et al. // 2008 SEG Annual Meeting (Las Vegas, Nevada, USA, November 9–14, 2008). – 2008. – Document ID: SEG-2008-0584.

11. **Transient** Electromagnetic Soundings for Mapping the Spatially Heterogeneous Bazhenov Formation [Электронный ресурс] / V. Glinskikh, D. Gornostalev, I. Mikhaylov, et al. // 82nd EAGE Conference and Exhibition 2020 (Amsterdam, The Netherlands, December 8–11, 2020). – Amsterdam, 2020. – URL: https://www.earthdoc.org/content/papers/10.3997/2214-4609.202011531

12. Wilt M., Zhang P., Safdar M. Crosswell Electromagnetic Tomography in Unconventional Well Geometries // SPE Annual Technical Conference and Exhibition (Denver, Colorado, USA, October 30 – November 2, 2011). – 2011. – Document ID: SPE147152-MS. 13. Zeng S., Dong Q., Chen J. A Novel Casing Antenna System for Crosswell Electromagnetic Telemetry in Pad Drilling // SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference (Austin, Texas, USA, July 24–26, 2017). – 2017. – Document ID: URTEC-2668280-MS.

REFERENCES

1. Volkov V.A., Szpilman V.A., eds. Atlas mestorozhdeniy nefti i gaza Khanty-Mansiyskogo avtonomnogo okruga. T. 2 [Atlas of oil and gas fields in Khanty-Mansi Autonomous Okrug. Vol. 2]. Tyumen, Khanty-Mansiysk, IzdatNaukaCervis Publ., 2013. 308 p. (In Russ.).

2. Nikitenko M.N., Glinskikh V.N., Gornostalev D.I. [Mathematical substantiation of pulsed electromagnetic soundings for new problems of petroleum geophysics]. *Sibirskiy zhurnal vychislitelnoi matematiki* – *Numerical analysis and applications*, 2021, no. 2, pp. 179–192. (In Russ.).

3. Epov M.I., Glinskikh V.N., Nikitenko M.N., et al. [New method of impulsive electromagnetic logging sounding: mapping of the Bazhenovskaya Formation from Jurassic reservoirs penetrated by inclined-horizontal wells]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2021, no. 3 (47), pp. 31–39. (In Russ.).

4. Nikitenko M.N., Glinskikh V.N., Epov M.I., et al. [Development of a Pulsed Electromagnetic Sounding Method for Studying the Bazhenov Formation]. Saint Petersburg – 2020. Geosciences: Converting Knowledge into Resources (Saint Petersburg, Russia, 6–9 April 2020). Saint Petersburg, 2020. – pp. 1–5. URL: https://www.earthdoc.org/content/papers/10.3997/2214-4609.202053067. (In Russ.).

5. Sukhorukova K.V., Petrov A.M., Nechaev O.V. [Geolectric models of Cretaceous reservoirs of West Siberia by the results of integrated interpretation of electric log data]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2020, no. 3 (43), pp. 77–86. (In Russ.).

6. He Z., Yu G., Wang Z., et al. Advanced Progress of TFEM Method for Hydrocarbon Mapping. 2017 SEG International Exposition and Annual Meeting (Houston, Texas, USA, September 24–29, 2017). Document ID: SEG-2017-16928506.

7. Marsala A.F., Lyngra S., Safdar M., et al. Crosswell Electromagnetic Induction Between Two Widely Spaced Horizontal Wells: Coiled-tubing Conveyed Data Collection and 3D Inversion from a Carbonate Reservoir in Saudi Arabia. 2015 SEG Annual Meeting (New Orleans, Louisiana, USA, October 18–23, 2015). Document ID: SEG-2015-5891203.

8. Hoversten G.M., Schwarzbach C. Monitoring Hydraulic Fracture Volume using Surface to Borehole EM and Conductive Proppant. 2018 SEG International Exposition and Annual Meeting (Anaheim, California, USA, October 14–19, 2018). Document ID: SEG-2018-2984673. 9. Kaputerko A., Alumbaugh D., Levesque C. A Modeling Comparison of Two Crosswell EM Systems for Water Flood Monitoring in Horizontal Wells. 2009 SEG Annual Meeting (Houston, Texas, USA, October 25–30, 2009). Document ID: SEG-20090888.

10. Abubakar A., Liu J., Habashy T., et al. Threedimensional Multiplicative-regularized Non-linear Inversion Algorithm for Cross-well Electromagnetic and Controlled-source Electromagnetic Applications. 2008 SEG Annual Meeting (Las Vegas, Nevada, USA, November 9–14, 2008). Document ID: SEG-2008-0584.

11. Glinskikh V., Gornostalev D., Mikhaylov I., et al. Transient Electromagnetic Soundings for Mapping the Spatially Heterogeneous Bazhenov Formation. 82nd EAGE Conference and Exhibition 2020 (Amsterdam, The Netherlands, December 8–11, 2020). URL: https://www.earthdoc.org/content/papers/10.3997/2214-4609.202011531.

12. Wilt M., Zhang P., Safdar M. Crosswell Electromagnetic Tomography in Unconventional Well Geometries. SPE Annual Technical Conference and Exhibition (Denver, Colorado, USA, October 30 – November 2, 2011). Document ID: SPE147152-MS.

13. Zeng S., Dong Q., Chen J. A Novel Casing Antenna System for Crosswell Electromagnetic Telemetry in Pad Drilling. *SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference (Austin, Texas, USA, July 24–26, 2017)*. Document ID: URTEC-2668280-MS.

> © М. И. Эпов, В. Н. Глинских, М. Н. Никитенко, К. В. Сухорукова, А. М. Петров, Д. И. Горносталев, И. В. Михайлов, 2022

№ 1(49) ♦ 2022

УДК 549.282 (571.65)

СЕРЕБРЯНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ХОРОГОЧИНСКОГО КОРЕННОГО ИСТОЧНИКА (СТАНОВАЯ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ ОБЛАСТЬ, ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

П.П.Сафронов¹, Н.В.Моисеенко²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия; ²Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

Методом аналитической растровой электронной микроскопии изучены морфология и химический состав минералов Хорогочинского серебряного рудопроявления (Верхнее Приамурье). Минеральная ассоциация представлена самородным серебром высокой пробы, собственно серебряными минералами (сульфидом серебра, сульфоантимонитами и сульфоарсенидами серебра), Аg-содержащими (блеклой рудой и галенитом), а также рядом сопутствующих минералов (пирит, халькопирит, сфалерит, леллингит, анкерит, гидрослюда-смектит и др.). На основании выявленного химического состава минералов серебра и сопутствующих минералов, особенностей их пространственного взаимоотношения, а также известных из литературы экспериментальных данных об устойчивости серебросодержащих систем были оценены температуры формирования серебряной минерализации, укладывающиеся в диапазон 300–100 °С, и последовательность кристаллизации составляющих ее минералов – от многокомпонентных составов с низким содержанием серебра (Аg-теннантит-тетраэдрит, прустит) до составов с высокой его концентрацией (стефанит, полибазит, пирсеит, акантит, самородное серебро). Коренной источник серебряной минерализации в рудно-россыпном узле Хорогочи-2 пространственно разобщен с рудными источниками золото-серебряной минерализации.

Ключевые слова: самородное серебро, сульфид серебра, сульфосоли серебра, блеклая руда.

SILVER MINERALIZATION OF THE KHOROGOCHI MOTHER LODE (STANOVAYA GRANITE-GREENSTONE AREA, UPPER AMUR REGION)

P. P. Safronov¹, N. V. Moiseenko²

¹Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia; ²Institute of Geology and Natural Management FEB RAS, Blagoveshchensk, Russia.

The morphology and chemical composition of minerals of the Khorogochi silver ore occurrence (Upper Amur region) were studied by the analytical scanning electron microscopy. The mineral association is represented by high-grade native silver, basically silver minerals (silver sulphide, sulphoantimonites and silver sulfoarsenides), Ag-containing (fahl ore and galenite), as well as a number of associated minerals (pyrite, chalcopyrite, sphalerite, loellingite, ankerite, hydromica-smectite, etc.). Based on the revealed chemical composition of silver minerals and associated minerals, the features of their spatial relationship, as well as experimental data known from the literature on the resistance of silver-containing systems, the formation temperatures of silver mineralization, which fit into the range of 300–100 °C, and the order of crystallization of its constituent minerals were estimated – from multicomponent compositions with a low silver content (Ag-tennantite-tetrahedrite, proustite) to compositions with a high content of noble metal (stephanite, polybasite, pearceite, acanthite, native silver). The ore body of silver mineralization in the ore-placer cluster Khorogochi-2 is spatially dissociated from the ore sources of gold-silver mineralization.

Keywords: native silver, silver sulphide, silver sulphosalts, fahl ore.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-1-80-91

В Становой гранит-зеленокаменной области имеется Моготинское серебро-полиметаллическое месторождение [1] и небольшие рудопроявления серебра (Горациевское, Хакули, Солнечное и др.). Изредка мелкие самородки серебра встречаются вместе с золотом в россыпях, отрабатываемых старательскими артелями. В россыпи р. Хорогочи-2 (левый приток р. Верхняя Ларба) и ее правого притока руч. Заброшенный (рис. 1) обнаружены крупные серебряные самородки. Старателями здесь добыто более 11 кг серебра, вес наиболее крупных самородков до 1 кг [13].

Штуфным и шлиховым опробованием этого участка силами геолого-съемочной партии, проводившей групповую геологическую съемку м-ба 1:50 000 и геологическое доизучение Мульмугинского-81 участка (В. Н. Петрук и др., 1987), не удалось выявить россыпеобразующих коренных источников серебра. Однако при исследовании данного района сотрудниками АмурКНИИ установлены проявления серебра в низкотемпературных диафторитах березит-лиственитового (серицит-кварцевого, серицит-карбонат-кварцевого, серицит-хлорит-карбонат-кварцевого) состава, развитых по архейским кристаллическим сланцам [7]. Серебряная минерализация приурочена к кварц-карбонатным и карбонатным прожилкам и гнездам сульфидных минералов (галенита, сфалерита, пирита, халькопирита).

Предварительные результаты изучения самородного серебра Хорогочинского рудопроявления кратко изложены авторами [15–17]. В настоящей статье приведены оригинальные данные по составу



собственно серебряной минерализации предполагаемого коренного источника и последовательности отложения рудных минералов в нем.

Краткая геологическая характеристика района

Район развития серебряной минерализации приурочен к Ларбинскому блоку нижнеархейского кристаллического фундамента; с юга и запада выступ окружен верхнеархейскими толщами, выполняющими Джелтулакский прогиб. Древнейшие образования выделяются в ларбинскую серию, которая подразделяется на уркиминскую, пуриканскую, хорогочинскую и кутыканскую свиты [2, 12].

Уркиминская и пуриканская свиты (общей мощностью 7500 м) сложены переслаивающимися основными и ультраосновными кристаллическими сланцами с пластами магнетитовых кварцитов. Хорогочинская и кутыканская свиты (4200 м) представлены гранатовыми, гранат-гиперстеновыми, биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами с линзами основных и ультраосновных кристаллосланцев.

Нижнеархейские образования прорываются Хорогочинским расслоенным массивом (площадь около 20 км²) пироксенит-габбронорит-анортозитового состава раннеархейского возраста. Он вытянут вдоль контакта хорогочинской и пуриканской свит. Вмещающие породы иногда секутся апофизами массива, что доказывает его интрузивную природу.

В южной части Ларбинского блока широко развиты гранитоиды тукурингрского комплекса (биотит-роговообманковые гранодиориты и биотитовые граниты), считавшиеся ранее раннепротерозойскими. По данным более поздних работ [3], они позднеюрские — раннемеловые.

В районе широко развиты тектонические нарушения северо-западного (Хорогочинский глубинный разлом) и субширотного простирания (Урюмо-Инарогдинский глубинный разлом) [12]. Слабее проявлены северо-восточные разломы, контролируемые мезозойскими дайками. Южнее Хорогочинского **Рис. 1.** Геологическая схема района проявления серебряной минерализации (по В. Н. Петруку (1987), с дополнениями и изменениями авторов)

 ларбинская серия нерасчлененная: кристаллические сланцы, гнейсы гранатовые, пласты железистых кварцитов; 2 – раннеархейские пироксенит-габбро-анортозиты Хорогочинского массива; 3 – гранодиориты и граниты раннепротерозойского (позднеюрского – раннемелового?) возраста тукурингрского комплекса; 4 – разломы (1 – кулисы Кутыканского разлома); 5 – участок золотоносной россыпи с самородками серебра; на врезке: • – географическое местоположение серебряного рудопроявления

разлома фиксируется система субпараллельно ветвящихся дизъюнктивов, которые прослеживаются за пределы района к северо-западу и юго-востоку на сотни километров. Это составная часть Джелтулакского глубинного разлома (сдвигового характера), трассирующегося зонами метасоматитов, в частности диафторитов. С этим разломом связано и внедрение гранитоидов тукурингрского комплекса. Важной северо-западной рудоконтролирующей структурой является Кутыканский разлом - крутопадающая структура глубокого заложения и длительного развития, маркируемая кулисообразными разрывными нарушениями и широкими зонами рассланцевания. Разлом активно развивался в протерозое и мезозое, к нему приурочены выходы меловых даек, зоны окварцевания, пиритизации и оруденения.

Коренное проявление серебра тяготеет к Хорогочинскому базитовому массиву и кристаллосланцам пуриканской свиты.

Серебряная минерализация приурочена к кварцевым, кварц-карбонатным, сульфиднокварц-карбонатным прожилкам, развитым по породам в зонах дробления и метасоматоза.

В результате проведенных исследований установлены как собственно серебряные, так и серебросодержащие минералы. Изучение вариаций их составов и пространственных взаимоотношений с некоторыми сульфидами и жильными минералами позволили в общих чертах описать генезис предполагаемого коренного источника серебра.

Методы исследования

Исследованиям подлежало жильное самородное серебро из тяжелых шлихов, взятых в бортах р. Хорогочи-2 вблизи устья руч. Заброшенный, а также серебро, включая отдельные самородки, извлеченное из россыпи гидравлическим способом попутно с золотом. Самые крупные зерна распиливались пополам, чтобы надежно извлекать информацию из внутренних частей. Все образцы закреплялись при помощи эпоксидной смолы в обоймы, из которых приготавливались полированные аншлифы. К каждому образцу в готовых аншлифах подводились токопроводящие дорожки из серебряного клея.

Часть образцов анализировалась на аналитическом растровом электронном микроскопе JSM-35С, оснащенном рентгеновским волновым спектрометром SDS («Jeol», Япония) в АмурКНИИ ДВО РАН. Другая часть изучалась на микрозонде ЈХА-5А в ДВГИ. Некоторые составы впоследствии доуточнялись на растровом электронном микроскопе EVO 50XVP (Carl Zeiss, Германия) с системой энергодисперсионного рентгеновского анализа INCA Energy (Oxford instruments, Великобритания) и на микроанализаторе JSM-8100 (Jeol, Япония) также в ДВГИ ДВО РАН. Всего проанализировано несколько десятков образцов. Следует отметить, что изучались только те минералы, которые были обнаружены либо в виде включений в самородном серебре, либо в сростках с ним.

Результаты исследований и их обсуждение

В сростках с самородным серебром и закапсулированных в нем включениях установлены рудные минералы, относящиеся к сульфидам, сульфосолям (сульфоарсенидам, сульфоантимонитам) и блеклой руде. Из собственно серебряных минералов выявлены акантит, полибазит, стефанит, пирсеит и прустит; из серебросодержащих – теннантит-тетраэдрит и галенит. Кроме этого, обнаружены сопутствующие минералы – леллингит, пирит, халькопирит, сфалерит, а также кварц, анкерит, гидрослюда-смектит и др. Ниже дается краткое описание установленных минералов и приводятся их составы.

Самородное серебро жильное и россыпное

Жильное серебро представлено в основном ксеноморфными зернами размером от 0,5 до 3,5 мм, однородными по составу с долей серебра 97,0–99,5 мас. %, хотя среди них преобладают зерна с содержанием Ag около 99 %. В некоторых образцах зарегистрированы примеси Sb и Hg (первые десятые доли процента). Других элементов, включая Au, в пределах чувствительности микроанализатора не зафиксировано. В ассоциации с жильным серебром наиболее часто встречаются полибазит и Agсодержащий галенит.

Серебро из россыпи имеет комковидную форму. Размеры его выделений, как правило, составляют несколько мм, некоторых зерен (самородков) – до 10–15 мм, самое крупное зерно около 2 см. В россыпном серебре массовая доля серебра составляет 96,7–99,6 %. Примеси других элементов в пределах чувствительности прибора не обнаружены. В ассоциации с этим серебром как в виде включений, так и в сростках с ним встречаются акантит, пирсеит, прустит, полибазит, стефанит, блеклая руда Ag-теннантит-тетраэдритового ряда, Agсодержащий галенит, а также минералы — леллингит, анкерит, пирит, гидрослюда-смектит.

Сульфиды

Акантит Ag₂S. Самое крупное выделение акантита (~200–350 мкм²) зафиксировано в сростке с полибазитом. Этот сросток окружен самородным серебром (рис. 2, а). Кроме того, акантит отмечен в виде оторочки толщиной около 10 мкм вокруг частицы галенита, заключенной в зерне серебра (см. рис. 2, б). Все это указывает, что данный сульфид серебра, скорее всего, отлагался до кристаллизации главного рудоносного минерала – самородного серебра. Состав акантита (табл. 1, ан. № 1) близок к стехиометрическому.

Ад-содержащий галенит. В самородном серебре и на его границах с серебросодержащими минералами часто встречается галенит различных размеров и морфологии (см. рис. 2, б, г, д; рис. 3, а, в-е). Самые мелкие зерна (<10 мкм) имеют изометрическую или близкую к ней форму; остальные от неправильных, вытянутых, несимметричных шестигранных форм до прямоугольных образований. В сростках с серебром или в его интерстициях обнаружены крупные выделения галенита размером от 200 до 500 мкм² (см. рис. 3, г). Иногда галенит присутствует как включение внутри других минералов, которые в свою очередь сами находятся в серебре. По-видимому, галенит, наряду с некоторыми другими ранее закристаллизовавшимися серебряными минералами, мог служить хорошей затравкой (осадителем) при осаждении серебра из гидротермального раствора. Экспериментальное подтверждение этого процесса было приведено в работах некоторых исследователей [21]. Опытным путем доказано осаждение серебра из приготовленных растворов на природный галенит.

В данной минеральной ассоциации галенит распространен широко и, вероятно, отлагался на различных стадиях рудообразования, в том числе во время кристаллизации самого серебра. Отсюда можно сделать вывод о том, что галенит – сквозной минерал при формировании данной серебряной минерализации и его выделения по отношению к серебру могут быть протогенетическими, сингенетическими и эпигенетическими.

Наличие примеси серебра (0,14–0,16 мас. %) в галенитах данной серебряной минерализации является характерной особенностью и может иметь индикаторное значение, т. е. указывать на существование коренного источника самородного серебра.

Сульфоантимониты

Полибазит $(Ag,Cu)_{16}Sb_2S_{11}$ – наиболее распространенный в данной ассоциации минерал серебра. Помимо срастаний с акантитом и самородным серебром (см. рис. 2, а, б, г), он образует внутри зерен последнего выделения различных форм



Рис. 2. Минералы-включения в самородном серебре (Ag) и минералы-сростки с ним: а – сростки акантита (Ak) и полибазита (Pol) с серебром; б – включение галенита (Gn) с оторочкой акантита (Ak) в серебре; полибазит (Pol) в сростке с зерном серебра; в – включения полибазита (Pol) в серебре; г – полибазит (Pol) в сростке с серебром и галенитом (Gn); д – сросток пирсеита (Pi) с теннантиттетраэдритом (Tn-tt) в серебре; мелкие включения галенита (Gn) в этом сростке; отдельное более крупное включение галенита (Gn) в серебре. Снимки в упруго-рассеянных электронах

(см. рис. 2, в): изометрические или близкие к ним; почти прямоугольные с острыми, а также закругленными вершинами; удлиненные и одновременно изогнутые и другие формы. Размеры включений полибазита колеблются от нескольких мкм в самых мелких зернах серебра до 200–250 мкм в наиболее крупных. Характерно, что крупные обособления полибазита (более 80–100 мкм) в срастании с зернами серебра, как правило, трещиноваты. Это указывает, что они могут быть более ранними (протогенетическими) по отношению к серебру. Мелкие включения, главным образом эмульсионного типа, кристалNº 1(49) ♦ 2022

Таблица 1

					1-71-1-1-			,	
Номер анализа	Минерал	Ag	Fe	Cu	Zn	As	Sb	S	Сумма
1	Акантит	86,72	-	_	_	_	0,04	12,73	99,49
2	Пирсеит	80,94	-	3,10	0,09	5 <i>,</i> 07	0,66	11,97	101,85
3	Полибазит	73,97	_	0,31	-	-	11,61	14,89	100,78
4	«	73,85	_	5,03	-	2,78	6,53	13,35	101,54
5	«	73,02	_	6,41	-	2,99	5,83	12,73	100,98
6	«	72,95	0,03	5,05	-	2,61	5,55	15,05	101,24
7	«	71,12	0,05	7,00	-	2,58	5,68	14,54	100,97
8	«	70,58	0,02	6,24	-	3,58	4,44	15,71	100,57
9	«	68,07	0,03	6,51	-	1,13	9,27	13,55	98,56
10	Стефанит	65,70	0,06	0,43	-	0,80	18,95	15,03	100,97
11	«	65,24	0,05	0,46	-	0,94	18,89	14,91	100,49
12	Сурьмянистый прустит	56,88	0,72	-	3,78	8,77	7,97	18,96	97,08
13	«	55,80	0,67	-	4,38	8,76	8,45	20,63	98,69
14	«	55,73	0,75	-	4,57	8,58	7,89	20,71	98,23
15	Ag-содержащий теннантит-тетраэдрит	18,72	0,92	28,98	5,93	11,18	11,31	22,83	99,81
16	«	18,45	0,92	28,76	5,91	11,13	11,19	22,44	98,82

Химический состав серебряных и серебросодержащих минералов рудопроявления Хорогочи-2, мас. %

Примечание. Приведены наиболее показательные составы. Рентгеновский микроанализ проводился по аналитическим линиям AgL_{a1}, CuK_a, ZnK_a, FeK_a, SbL_{a1}, AsK_a, SK_a. В качестве стандартов использовались для определения Ag, Cu и Fe химически чистые металлы, для Zn – синтетический ZnSe, для определения Sb и S в сульфосолях и блеклой руде – соединение Sb₂S₃, для As – синтетический GaAs. Режим анализа: ускоряющее напряжение 25 кB, ток зонда 5 нА. Прочерки означают, что данный элемент в указанных минералах не обнаружен.

лизовались, вероятно, одновременно с отложением серебра. В ряде случаев полибазит наблюдается в виде тонких прослоев среди зерен серебра, что также свидетельствует об их сингенетическом происхождении.

Нередко полибазит образует протяженные (до 300–500 мкм) скопления кристаллов на границах с серебром (см. рис. 2, б, г). Отмечаются и более тонкие (не более 10 мкм) прерывистые выделения полибазита. Кроме того, наблюдаются срастания полибазита с анкеритом.

Состав полибазита заметно варьирует по главным компонентам: Ag 68,07-73,97 мас. %, S 12,73-15,71 %, Sb 4,44–11,61 % (см. табл. 1, ан. 3–9). Это связано, по-видимому, с изменяющимся характером физико-химических параметров минералообразующей среды и, прежде всего, состава растворов в период кристаллизации полибазита. Примечательно, что в него в большинстве случаев входит существенное количество меди (до 7 %) и несколько меньшее – мышьяка (до 3,58 %). Однако есть выделения полибазита, в которых мышьяк вообще отсутствует, а меди намного меньше, чем в предыдущем случае (в табл. 1 приведен наиболее характерный состав такого полибазита – ан. № 3). По существу, мы имеем дело с двумя разновидностями данного минерала: первый (преобладает в данной минерализации) – мышьяковисто-медистый полибазит (As 1,13-3,58 %, Си 5,03-7,00 %), второй - безмышьяковистый-маломедистый (Си не более 0,31 %). Усредненная кристаллохимическая формула наиболее

распространенного полибазита, т. е. 1-го типа, – $(Ag_{15.15}Cu_{1.81}Fe_{0.01})_{16.97}(Sb_{1.27}As_{0.68})_{1.95}S_{10.09}.$

Полибазит несет ценную информацию непосредственно о температуре образования серебряного парагенезиса. Известны экспериментальные данные по устойчивости (кристаллизации) этого минерала в системе Au-Ag-Sb-S в зависимости от температуры и фугитивности серы [8, 9]. Согласно фазовой диаграмме Т, К – fs₂ полибазит кристаллизуется в интервале температур 150–100 °С и в данной минеральной ассоциации относится к низкотемпературным минералам, таким как акантит, некоторые Ag-содержащие галениты и самородное серебро.

Ствернит Ag₅SbS – редкий минерал из собственно серебряных в данной минерализации. Он найден только в одном образце серебра в виде нескольких небольших, слегка удлиненных с закругленными вершинами кристалликов размером 40– 80 мкм. Характерно, что в нем наблюдается пониженное содержание Cu 0,43–0,46 % и As 0,80–0,94 % (см. табл. 1, ан. № 10, 11), т. е. он малопримесный серебряный минерал. Его кристаллохимическая формула – (Ag_{4.85}Cu_{0.05}Fe_{0.01})_{4.91}(Sb_{1.24}As_{0.10})_{1.34}S_{3.72}.

Согласно экспериментальным данным [9], температурное поле устойчивости стефанита простирается от 197 до 128 °С. Но, учитывая малопримесность состава этого минерала, можно полагать, что данный маломедисто-маломышьяковистый стефанит отлагался, скорее всего, при температурах примерно 160–130 °С, когда произошло существен-



Рис. 3. Минералы, ассоциирующие с самородным серебром (Ag): а – выделения полибазита (Pol) в прустите (Pr), сросток обрамлен оторочкой из гидрослюды-смектита (Gs-sm); здесь же в серебре – множественные включения галенита (Gn); б – включение прустита (Pr) в серебре; в – серебро с включениями галенита (Gn); г – большой кристалл галенита (Gn) в интерстиции серебряного зерна; д – включение леллингита (Lel) в самородном серебре; е – леллингит (Lel) в сростке с серебром. Снимки в упруго-рассеянных электронах

ное обеднение раствора химическими элементами Fe, Cu, Zn и As.

Сульфоарсениды

Пирсеит (Ag,Cu)₁₆As₂S₁₁ установлен в тесном срастании с Ag-содержащим теннантит-тетраэдритом внутри одного из самых крупных зерен серебра (см. рис. 2, д). Этот сросток имеет ксеноморфную вытянутую форму со значением удлинения около 270 мкм. В нем наблюдаются небольшие выделения галенита, приуроченные к границе этих двух минералов. Состав пирсеита (см. табл. 1, ан. № 2) характеризуется повышенным содержанием серебра (80,94 мас. %), значительного количества примеси меди (3,1 %) и небольшого сурьмы (0,66 %) и цинка (0,09 %). В рассчитанной кристаллохимической формуле (Ag_{17.45}Cu_{1.14}Zn_{0.02})_{18.61}(As_{1.58}Sb_{0.12})_{1.70}S_{8.68} наблюдается превышение серебра и недостаток серы по отношению к стехиометрическому составу данного минерала. Это может быть связано с тем, что пирсеит, скорее всего, отложился в последнюю очередь, когда флюид был существенно обеднен серой. Однако пирсеит, по-видимому, вообще отличает Nº 1(49) ♦ 2022

непостоянство состава, что отмечено в работах некоторых исследователей [20].

Прустит Ag_3AsS_3 образует в отдельных участках крупных зерен серебра скопления ксеноморфных форм размером от 50 до 600 мкм в поперечнике (см. рис. 3, б). Данная сульфосоль серебра содержит, кроме As (8,58–8,77 %), примесь Sb (7,89–8,45 %) (см. табл. 1, ан. 12–14). Хотя, как отмечается в работе [11], для прустита обычно нехарактерно высокое содержание сурьмы. Согласно рассчитанной кристаллохимической формуле ($Ag_{2.62}Zn_{0.33}Fe_{0.06}$)_{3.01}($As_{0.59}Sb_{0.34}$)_{0.93}S_{3.06} эта сульфосоль отнесена к сурьмянистому пруститу.

По экспериментальным данным в соответствии с диаграммой Т, K-fs₂ прустит мог кристаллизоваться при температурах 210–175 °C, т. е. существенно раньше отложения главного рудного минерала – самородного серебра.

Блеклая руда

Ад-теннантит-тетраэдрит Cu₁₂As₄S₁₃-Cu₁₂ Sb₄S₁₃ относится к блеклой руде, установлен только в самом крупном обособлении серебра (самородке), который был частично изучен нами ранее [17]. Ад-теннантит-тетраэдрит образует ксеноморфный сросток с пирсеитом (см. рис. 2, д). Блеклая руда содержит примерно до 18,7 мас. % Ад, почти до 29 % Си и почти равные количества (прилизительно по 11 %) мышьяка и сурьмы (см. табл. 1, ан. № 15, 16). Данный минерал, согласно номенклатуре блеклых руд [6, 19], по существу является промежуточным серебросодержащим твердым раствором теннантит-тетраэдритового ряда. Примечательно, что в него входит Zn существенно больше, чем Fe (5,9 против 0,9 %).

Его кристаллохимическая формула рассчитана из усредненного состава – $(Cu_{7.63}Ag_{3.00})_{10.63}(Zn_{1.58}Fe_{0.28})_{1.86}(As_{2.59}Sb_{1.61})_{4.20}S_{12.31}$.

Сопутствующие рудные и породообразующие минералы

 \varPipupum FeS_2 иногда отмечается в сростках с серебром.

Сфалерит ZnS и халькопирит CuFeS₂ присутствуют в рудных ассоциациях, однако в сростках с серебром нами не установлены.

Леллингит FeAs₂ встречается в виде полигональных кристаллов, образующих скопления на поверхности серебра (см. рис. 3, е). Этот минерал также отмечен в виде звездчатого включения в серебре (см. рис. 3, д). В леллингит входит 26,40 мас. % Fe и 70,56 % As, а также небольшие количества серы (1,33 %) и меди (0,33 %), что в целом отвечает кристаллохимической формуле (Fe_{0.97}Cu_{0.01})_{0.98}(As_{1.94}S_{0.08})_{2.02}.

Анкерит Ca(Mg,Fe)[CO₃]₂ наряду с кварцем является основным жильным минералом. Он часто образует срастания с серебром, полибазитом, галенитом и акантитом. Химический состав анкерита приведен в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав анкерита и тонкокристаллической минеральной смеси гидрослюда-смектит, %

Окислы	Анкерит	Гидрослюда-смектит			
SiO ₂	_	44,26			
TiO ₂	-	0,46			
AI_2O_3	-	27,75			
FeO	7,19	17,27			
MnO	-	0,09			
MgO	16,75	2,74			
CaO	30,90	0,28			
Na ₂ O	-	0,19			
K ₂ O	-	1,23			
Cr ₂ O ₃	-	0,20			
CO ₂	45,91	-			
Сумма	100,75	94,47			
Остаток — H_2O	-	5,53			

Примечание: Прочерк – компоненты в пределах чувствительности прибора не обнаружены.

Гидрослюдой-смектитом не только обрамлены все выделения прустита в серебряном самородке, но и заполнены все трещины и трещинки, имеющиеся в этих выделениях (см. рис. 3, а, б). Химический состав ее своеобразный (см. табл. 2). Помимо кремнезема и глинозема имеется повышенное содержание FeO (~17 мас. %), присутствуют MgO (2,77 %), Cr₂O₃ (0,20 %) и вода (5,5 %), а среди щелочных элементов К значительно больше, чем Na и Са. В связи с этим можно считать, что оторочка является смесью тонко проросших друг в друге нескольких минералов из группы гидрослюда-смектит. Такими минералами могут быть гидромусковит (гидросерицит), гидробиотит, каолинит. Все это свидетельствует о том, что минеральная фаза закристаллизовалась в завершающий период пострудного процесса при ослабленной активности растворов и пониженной температуре, когда уже прошли низкотемпературные метасоматические преобразования в рудной системе. Подобные минералы из серии серицитов были установлены непосредственно в самих сереброносных жилах ряда эпитермальных месторождений серебра [24]. Рассчитанная кристаллохимическая формула гидрослюды-смектита $(\mathsf{K}_{0.11}\mathsf{Na}_{0.02}\mathsf{Ca}_{0.02})_{0.15}(\mathsf{Fe}_{1.00}\mathsf{Mg}_{0,29}\mathsf{AI}_{1.34}\mathsf{Ti}_{0.02}\mathsf{Cr}_{0.01})_{2.66}[\mathsf{Si}_{3.07}$ Al_{0.93}O_{10.0}][OH,F]_{2.0}.

Поверхность зерен серебра при изучении под электронным микроскопом часто имеет шагреневый характер, обусловленный химическим травлением. Поступление новых порций гидротермальных растворов могло приводить к растворению ранее образованных минералов и метасоматическому замещению некоторых из них. Кроме этого, не исключен и кратковременный высокотемпературный (или среднетемпературный) метаморфизм, проявления которого отмечены в некоторых сереброносных месторождениях [22]. В нашем случае признаки тако-



го метаморфизма также наблюдаются. Например, в прустите (рис. 4) под действием температуры наиболее летучие As, Sb и частично S диффундировали по границам кристаллитов и блоков мозаики, из которых он состоит, и прустит в этих зонах преобразовался в акантит. А на некоторых небольших участках на периферии кристалла прустита перечисленные элементы и вовсе покинули данную серебряную сульфосоль, что привело к образованию микронных выделений самородного серебра.

В результате проведенных исследований установлен состав минералов серебряного рудопроявления. Основной рудный минерал – самородное серебро высокой пробы; остальные минералы – почти беспримесный акантит; довольно распространенный полибазит с варьирующим составом и часто содержащий изоморфную примесь меди и мышьяка; малопримесные пирсеит и стефанит; сурьмянистый прустит, в котором часть мышьяка замещена сурьмой, а примесь Zn существенно превалирует над Fe; серебросодержащий теннантит-тетраэдрит с содержанием Ад до 18,72 % и примерно с тем же отношением Zn/Fe, что и в сурьмянистом прустите; галенит, содержащий примесь серебра и поэтому имеющий индикаторное значение; пирит; леллингит с примесями Cu и S; минералы группы гидрослюда-смектит; кроме того, главные породообразующие минералы рудоносной жилы - кварц и железомагниевый карбонат кальция – анкерит.

Подводя итоги по изучению самородного серебра, необходимо отметить следующее: среди выявленных минералов серебряной минерализации Хорогочинского коренного источника, несмотря на то что последний приурочен к золотоносной россыпи, Рис. 4. Участок с пруститом (Pr), претерпевшим метаморфизм: по границам кристаллитов и блоков мозаики видны прожилковые петельчатые выделения акантита (Ak) мощностью 1–2 мкм, создающие паутинообразный рисунок; в отдельных местах на периферии кристалла прустита возникли микронные каймы серебра (Ag); прустит окружен оторочкой гидрослюды-смектита (Gs-sm). Снимок в упруго-рассеянных электронах Nº 1(49) ♦ 2022

не были встречены минералы золота. Более того, ни в одном собственно серебряном и серебросодержащем минерале, включая и самородное серебро, не были обнаружены примеси золота. Все это может указывать на то, что коренные источники серебряной и золото-серебряной минерализаций пространственно разобщены.

Гидротермальные условия образования минералов серебра рудопроявления Хорогочи-2 можно отнести к малоглубинным и низкотемпературным. На это указывают диафторизация вмещающих рудные тела пород и появление в них ряда низкотемпературных минералов, таких как мусковит (серицит), хлорит, эпидот, марказит и др.

В целом, процесс минералообразования развивался в умеренно восстановительных условиях, что способствовало сохранению в гидротермальном растворе определенных количеств меди, цинка, железа и свинца. Эволюция раствора была направлена от более высоких температур (около 330–230 °C), когда происходило осаждение халькопирита, пирита, сфалерита и части галенита, к более низким (230–100 °C), когда образовались основные минералы серебра.

Отложение минералов продуктивной ассоциации происходило по следующей схеме. В начале процесса, в интервале температур 300–180 °C, когда сереброносный флюид еще был насыщен Cu, Zn, Fe и Pb, а также As и Sb, при относительно высокой фугитивности серы откладывались серебросодержащие теннантит-тетраэдрит и галенит, сурьмянистый прустит и леллингит. Потом, после снижения температуры раствора до 180–140 °C, кристаллизовались стефанит, частично галенит и начали осаж-

Таблица З

Минерал	Интервал температур минералообразования, °С							
	330–230	230–175	180–140	150-100	120-100	110–90		
Кварц			-					
Пирит	-							
Халькопирит	-							
Сфалерит	-							
Анкерит	-	-	-	-	-			
Сидерит	•							
Леллингит	-	-						
Ag-содержащий галенит	-	-	-	-	•			
Аg-теннантит-тетраэдрит		-						
Сурьмянистый прустит		-						
Стефанит			-					
Пирсеит			-	-				
Полибазит			-	-	•			
Акантит				-				
Самородное серебро								
Гидрослюда-смектит						-		

Интервалы температур минералообразования в Хорогочинском коренном источнике серебра (Верхнее Приамурье)

Примечание: ■ – минерал кристаллизовался в соответствующем диапазоне температур.

даться полибазит и пирсеит. В дальнейшем, в интервале температур 140–100 °С, продолжили осаждаться полибазит и пирсеит, а когда раствор был обеднен Cu, As, Zn, Fe, при общем понижении в нем активности серы стал кристаллизоваться акантит, и последним отложилось самородное серебро. В нижнем интервале температур также отлагался полибазит, причем основная его масса осаждалась до кристаллизации серебра, остальная – одновременно с серебром.

Последовательность образования минералов по температурным стадиям отображена в табл. 3.

В целом прослеживается тенденция отложения сереброносных минералов, как отмечается в [18], в направлении от минералов с низким содержанием серебра (теннантит-тетраэдрит, прустит) к высокосодержащим (стефанит, полибазит, пирсеит, акантит), заканчивая самородным серебром.

Кроме понижения температуры и изменения физико-химических параметров раствора, к факторам осаждения можно отнести наличие ранних сульфидов, в особенности галенита, а также смешение поздних гидротермальных растворов с метеорными водами, что приводило к образованию прожилков железомагнезиальных карбонатов – сидерита и анкерита.

На каких-то этапах минералообразования, когда уже отложилось серебро, при поступлении новых порций растворов начали развиваться метасоматические процессы. Растворы проникали по сохранившимся в зернах серебра каналам к включениям, воздействуя на последние, и в результате некоторые минералы претерпели преобразования, например, прустит частично перешел в полибазит (см. рис. 3, а). Первоисточником флюидов, из которых в конечном итоге сформировалась серебряная минерализация предполагаемого рудопроявления и других, пока не обнаруженных, в том числе золотоносных, вероятнее всего, был один из ближайших мезозойских плутонов, который относится к гранитоидам тукурингрского комплекса [10]. Хорогочинское оруденение может быть связано с глубинными флюидами, отщепленными от этого плутона. При проработке толщи пород пуриканской свиты, сложенной главным образом основными и ультраосновными кристаллосланцами, могли быть мобилизованы металлы, включая серебро, которые впоследствии участвовали в формировании коренного источника серебряной минерализации.

В результате последующей тектонической активности в районе верховий р. Хорогочи-2 и ее притока руч. Заброшенный по зонам разломов субширотного простирания произошло внедрение многочисленных даек гранит-порфиров, риолитов, гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов и андезитов раннемелового возраста. Наложенные гидротермальные процессы могли привести к переотложению серебряных парагенезисов с образованием более крупных и очищенных (рафинированных) выделений серебра. Такие процессы, ведущие к образованию регенерированного серебра, отмечены на месторождениях Северо-Восточного региона страны [14].

Некоторые исследователи, изучавшие геологическую обстановку района, пришли к такому заключению: поскольку гидротермалиты (кварцевые, кварц-карбонатные, сульфидно-кварцкарбонатные), в которых установлено самородное серебро, приурочены к низкотемпературным диафторитам березитового и лиственитового составов, то Хорогочинское проявление серебра можно отнести к диафторитовой сереброрудной формации [4, 7].

Небольшой спектр минеральных парагенезисов и минералов серебра может свидетельствовать о том, что в районе рудного поля водостоком реки вскрыты (эродированы) только близповерхностные уровни рудных тел.

Появление Хорогочинского серебряного оруденения могло быть связано с этапом мезозойской тектономагматической активизации, обусловленной коллизионным взаимодействием Сибирского палеоконтинента и Амурского (Буреинского) массива, приведшим к оживлению процессов магматизма и рудообразования в пределах данной территории.

Хорогочинское рудопроявление находится в зоне пересечения серии долгоживущих глубинных разломов (Хорогочинский, Кутыканский и т. д.), которые могут служить фактором контроля мантийных месторождений; поэтому нельзя исключить влияние мантийных источников на формирование серебряной минерализации данного рудопроявления. Некоторые авторы [3] отмечают на востоке Азии характерную для мезозойского времени относительную синхронность главных тектонических и магматических процессов, что приводит к мысли, что эти процессы вызваны общими глубинными явлениями, взаимодействием литосферы и астеносферы и функционированием глубинных источников энергии, вероятно, находящихся в верхней мантии [23].

Таким образом, совокупное изучение выделений серебра из россыпи и из коренных проявлений позволяет, хоть и не в полной мере, реконструировать процесс образования самородного серебра и его сульфидных и сульфоантимонит-арсенидных разновидностей в гидротермальной системе.

Выводы

1. Установлен состав серебряной минерализации Хорогочинского коренного источника (Становая гранит-зеленокаменная область, Верхнее Приамурье). Из серебряных и серебросодержащих минералов в нее входят самородное серебро высокой пробы, акантит, пирсеит, полибазит, стефанит, прустит, Аg-теннантит-тетраэдрит и Ag-содержащий галенит.

2. Оценены температура формирования серебряной минерализации (300–100 °C) и последовательность кристаллизации составляющих ее минералов от многокомпонентных составов с низким содержанием серебра (блеклая руда, прустит) до составов с его высокой концентрацией (стефанит, полибазит, пирсеит, акантит, самородное серебро).

3. Процесс формирования серебряной минерализации в коренном источнике носил многоэтапный характер с меняющимся температурным режимом гидротерм, что могло быть связано с мезозойской тектономагматической активизацией данной территории. Этим же обусловлены процессы регенерации, которым подверглись некоторые серебряные парагенезисы с последующим отложением более крупных образований рафинированного серебра.

4. Аg-содержащий галенит, согласно его пространственным взаимоотношениям с минералами серебра, кристаллизовался во всем температурном интервале. Это сквозной минерал, и он может служить индикатором на сереброносность рудных тел.

5. Коренные источники серебряной и золотосеребряной минерализаций в рудно-россыпном узле Хорогочи-2 пространственно разобщены.

Авторы благодарны акад. В. Г. Моисеенко за несколько предоставленных для изучения образцов, а также признательны к. г.-м. н. Г. В. Ботрякову за полезные замечания по геологической характеристике района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Закономерности локализации оруденения, возраст и связь с магматизмом серебро-полиметаллического месторождения Моготинское (Северо-Становая металлогеническая зона, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) / И. В. Бучко, Ир. В. Бучко, А. А. Сорокин и др. // Геология рудных месторождений. – 2014. – Т. 56, № 2. – С. 118–130.

2. Кастрыкина В. М. Стратиграфия нижнеархейских образований Ларбинского блока Становой складчатой области // Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. – 152 с.

3. Корреляция мезозойских тектонических движений и магматизма в Восточной Азии / Н. С. Нагибина, В. С. Антипин, Ю. Г. Гатинский и др. // Геотектоника. – 1981. – № 6. – С. 77–91.

4. **Мельников В. Д.** Аномалии золотоносности Верхнего Приамурья: автореф. дис. ... д. г.-м. н. – Владивосток : ДВГИ, 1995. – 58 с.

5. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления / Н. А. Шило, М. С. Сахарова, Н. Н. Кривицкая и др. – М.: Наука, 1992. – 256 с.

6. **Мозгова Н. Н., Цепин А. И.** Блеклые руды. – М.: Наука, 1983. – 280 с.

7. Моисеенко В. Г., Мельников В. Д., Мельникова О. И. Сереброрудные формации Становой плутоно-метаморфической области // Метаморфогенное рудообразование. Ч. 1. – Киев: ИГФМ АН УССР, 1990. – С. 168–169.

8. **Некрасов И. Я.** Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. – М.: Наука, 1991. – 302 с.

9. Некрасов И. Я., Конюшок А. А. Фазовые соотношения в системе Au-Ag-Sb-S // Докл. АН СССР. – 1985. – Т. 285, № 2. – С. 442–446. 10. **Новые** данные о возрасте гранитов кодарского и токурингрского комплексов. Восточная Сибирь. Геодинамические следствия / А. М. Ларин, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова и др. // Петрология. – 2000. – Т. 8, № 3. – С. 267–279.

11. **Особенности** состава сульфосолей серебра из близповерхностных месторождений / А. Н. Некрасова, Ю. С. Берман, В. В. Крылова, С. М. Сандомирская // Тр. ЦНИГРИ. – 1979. – Вып. 149. – С. 10–17.

№ 1(49) ♦ 2022

12. Петрук Н. Н., Козлов С. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Масштаб 1:1 000 000. Лист N-51. Сковородино / под ред. А. С. Вольского. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

13. **Прогнозные** ресурсы коренной золотоносности Становой плутоно-метаморфической области / О. И. Мельникова, В. Д. Мельников, Г. П. Ковтонюк и др. – Благовещенск: АмурКНИИ ДВО АН СССР, АОКИ ДВИМС, 1989. – 153 с.

14. **Савва Н. Е.** Принципы эволюционной систематики минералов серебра. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1995. – 49 с.

15. Сафронов П. П. Опыт применения методов сканирующей электронной микроскопии, электронно-зондового и рентгеноструктурного анализов для изучения минералов благородных металлов // Матер. науч. конф. «Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд». – Иркутск, 2005. – С. 244–246.

16. **Сафронов П. П.** Состав самородного серебра из россыпи Верхнего Приамурья // Магматизм, флюиды и орудинение. Тез. докл. школы-семинара Амурского отделения ВМО АН СССР. – Благовещенск, 1987. – С. 86–87.

17. Сафронов П. П., Ботряков Г. В. Серебряный самородок из золотоносной россыпи как носитель информации о коренном источнике // Вестн. ДВО РАН. – 2004. – № 5. – С. 87–93.

18. **Серебро** (геохимия, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений) / А. А. Сидоров, М. М. Константинов, Р. А. Еремин и др. – М.: Наука, 1989. – 240 с.

19. Спиридонов Э. М. О видах и разновидностях блеклых руд и рациональной номенклатуре минералов группы. Некоторые замечания об условиях образования блеклых руд // Новые данные о минералах. – 1985. – Вып. 32. – С. 128–146.

20. **Чувикина Н. Г., Бочек Л. И.** Методика исследования минералов группы полибазит-пирсеит / Тр. ЦНИГРИ. – 1979. – Вып. 149. – С. 72–77.

22. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. – М.: ИЛ, 1958. – 501 с.

23. Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. – М.: Наука, 1985. – 324 с.

24. Sugaki A., Kim O. J., Kim W. J. Gold and silver ores from the Geumwang mine in south Korea

and their mineralization // Mining geology. – 1986. – Vol. 36. – P. 555–572.

REFERENCES

1. Buchko I.V., Sorokin A.A., Ponomarchuk V.A., Travin A.V. [Localization of mineralization, its age, and relationship to magmatism at the Mogot silver-basemetal deposit, North Stanovoy metallogenic zone in the southeastern framework of the North Asian Craton]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy* – *Geology of Ore deposits*, 2014, vol. 56, no. 2, pp. 118–130. (In Russ.).

2. Kastrykina V.M. [Stratigraphy of the Lower Archean formations of the Larbinsky Block of the Stanovoy folded region]. *Stratigrafiya nizhnego dokembriya Dalnego Vostoka* [Stratigraphy of the Lower Precambrian of the Far East]. Vladivostok, FEB AS USSR Publ., 1990. 152 p. (In Russ.).

3. Nagibina N.S., Antipin V.S., Gatinsky Yu.G., et al. [Correlation of Mesozoic tectonic movements and magmatism in Central Asia]. *Geotektonika – Geotectonics*, 1981, no. 6, pp. 77–91. (In Russ.).

4. Melnikov V.D. Anomalii zolotonosnosti Verkhnego Priamurya: avtoref. dokt. dis. [Anomalies of gold mineralization of the Upper Amur Region: Authot's abstract of Dsc thesis]. Blagoveshchensk, 1995. 58 p. (In Russ.).

5. Shilo N.A., Sakharova M.S., Krivitskaya N.N., et al. *Mineralogiya i geneticheskiye osobennosti zolotoserebryanogo orudeneniya severo-zapadnoy chasti Tikhookeanskogo obramleniya* [Mineralogy and Genetic Features of Gold-Silver Mineralization in the Northeastern Pacific Rim]. Moscow, Nauka Publ., 1992. 256 p. (In Russ.).

6. Mozgova N.N., Tsepin A.I. *Bleklyye rudy (osobennosti khimicheskogo sostava I svoystv mineralov)* [Fahl ores (features of the chemical composition and properties of minerals)]. Moscow, Nauka Publ., 1983. 280 p. (In Russ.).

7. Moiseenko V.G., Melnikov V.D., Melnikova O.I. [Silver ore formations of the Stanovoy plutonic-metamorphic region]. *Metamorfogennoye rudoobrazovaniye. Chast 1* [Metamorphic ore formation. Part 1]. Kiev, IGPM AS USSR Publ., 1990, pp. 168–169. (In Russ.).

8. Nekrasov I.Ya. *Geokhimiya, mineralogiya i geneziz zolotorudnykh mestorozhdeniy* [Geochemistry, mineralogy and genesis of gold deposits]. Moscow, Nauka Publ., 1991. 302 p. (In Russ.).

9. Nekrasov I.Ya., Konyushok A.A. [Phase relations in the Au-Ag-Sb-S system]. *Doklady AN SSSR – Doklady AS USSR*, 1985, vol. 2, pp. 442–446. (In Russ.).

10. Larin A.M., Kotov A.B., Salnikova E.B., et al. [New data on the age of granites of the Kodar and Tokuringra complexes. Eastern Siberia. Geodynamic constraints]. *Petrologiya* – *Petrology*, 2000, vol. 8, no. 3, pp. 267–279. (In Russ.).

11. Nekrasova A.N., Berman Yu.S., Krylova V.V., Sandomirskaya S.M. [Features of the silver sulphosalts composition from near-surface deposits]. *Trudy TsNI-GRI*, 1979, vol. 149, pp. 10–17. (In Russ.).

12. Petruk N.N., Kozlov S.A. *Gosudarstvennaya* geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Tretye pokoloeniye.Masshtab 1:1 000 000. List N-51. Skovorodino [State geological map of the Russian Federation. 3rd generation. Scale 1: 1, 000, 000. Sheet N-51. Skovorodino]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 2009. (In Russ.).

13. Melnikova O.I., Melnikov V.D., Kovtonyuk G.P., et al. *Prognoznyye resursy korennoy zolotonosnosti Stanovoy plutono-metamorficheskoy oblasti* [Inferred resources of the bedrock gold content of the Stanovoy plutonic-metamorphic region]. Blagoveshchensk, 1989. 153 p. (In Russ.).

14. Savva N.E. *Printsipy evolyutsionnoy sistematiki mineralov serebra* [Principles of evolutionary systematics of silver minerals]. Magadan, NESC FEB RAS Publ., 1995. 49 p. (In Russ.).

15. Safronov P.P. [Experience in the use of scanning electron microscopy, electron probe and X-ray diffraction analysis methods for the study of precious metal minerals]. *Materialy nauchnoy konferentsii "Blagorodnyye i redkiye metally Sibiri i Dalnego Vostoka: rudoobrazuyushchiye sistemy mestorozhdeniy kompleksnykh i netraditsionnykh tipov rud"* [Materials of Scientific Conference "Noble and rare metals of Siberia and the Far East: the governing system of complex fields and unconventional ore types"]. Irkutsk, 2005, pp. 244–246.

16. Safronov P.P. [Composition of native silver from the Upper Amur Region]. *Magmatizm, flyuidy i orudeneniye. Tezisy dokladov shkoly-seminara Amurskogo otdeleniya VMO AN SSSR* [Magmatism, fluids and mineralization. Theses of school-seminar of Amur Branch of All-Union Mineralogical Society]. Blagoveshchensk, AS USSR Publ., 1987, pp. 86–87. (In Russ.).

17. Safronov P.P., Botryakov G.V. [A silver nugget from gold-bearing placer as a lode information source]. *Vestnik DVO RAN – Vestnik of the Far East of the RAS*, 2004, no. 5, pp. 87–93. (In Russ.).

18. Sidorov A.A., Konstantinov M.M., Eremin R.A., et al. *Serebro (geokhimiya, mineralogiya, genezis, zakonomernosti razmeshcheniya mestorozhdeniy)* [Silver: Geology, Mineralogy, Genesis, and Distribution of Deposits]. Moscow, Nauka Publ., 1989. 240 p. (In Russ.).

19. Spiridonov E.M. [On species and varieties of fahlores and rational nomenclature of group minerals. Some comments on the conditions of tahlore formations]. *Novyye dannyye o mineralakh – New data on Minerals*. Moscow, Nauka Publ., 1985, issue 32, pp. 128–146. (In Russ.).

20. Chuvikina N.G., Bochek L.I. [Investigation methods of the polybasite-pyrseite minerals group]. *Trudy TsNIGRI*, 1979, issue 149, pp. 72–77. (In Russ.).

22. Shneyderkhen G. *Rudnyye mestorozhdeniya* [Ore deposits]. Moscow, Izdatelstvo Inostrannoy Literatury Publ., 1958. 501 p. (In Russ.).

23. Shcheglov A.D., Govorov I.N. *Nelineynaya metallogeniya i glubiny Zemli* [Non-linear metallogeny and the Earth's subsurface]. Moscow, Nauka Publ., 1985. 325 p. (In Russ.).

24. Sugaki A., Kim O.J., Kim W.J. Gold and silver ores from the Geumwang mine in south Korea and their mineralization. *Mining geology*, 1986, vol. 36, pp. 555–572.

© П. П. Сафронов, Н. В. Моисеенко, 2022

- № 1(49) ◆ 2022

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири – 2022, по. 1 – Geology and mineral resources of Siberia

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ И ТРЕБОВАНИЯ К ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИ БЕЗОПАСНОМУ ЗАХОРОНЕНИЮ ПОПУТНЫХ ВОД В ГЛУБОКИЕ ГОРИЗОНТЫ

Б.И.Туляганов

Институт гидрогеологии и инженерной геологии при Университете геологических наук Госкомгеологии РУз, Ташкент, Республика Узбекистан

Рассмотрены классификации жидких промышленных отходов по некоторым общим показателям. Сформулированы основные задачи, которые необходимо решить в процессе выполнения инженерных и геоэкологических исследований. Приведены основные требования законодательства к захоронению попутных и сточных вод. Отмечается отсутствие единой научно-методической базы по созданию и проведению работ на полигонах подземного захоронения (ведения ведомственного мониторинга) на республиканском уровне, сформулированы задачи, требующие неотложного решения.

Ключевые слова: классификация отходов, инженерные и геоэкологические исследования, попутные и сточные воды, требования законодательства.

MAIN TASKS AND REQUIREMENTS TO GEOECOLOGICAL SAFE DISPOSAL OF ASSOCIATED WATERS TO DEEP HORIZONS

B. I. Tulyaganov

Institute of hydrogeology and engineering geology at the University of geological sciences of Goskomgeologiya, Tashkent, Republic of Uzbekistan

Classifications of effluents according to some general indicators are considered. The main tasks that need to be solved in the process of performing engineering and geoecological studies are formulated. The basic requirements of legislation for the disposal of associated and waste water are given. It is noted that there is no unified scientific and methodological base for the creation and performance of works at underground disposal sites (under the supervision of departmental monitoring) at the republican level, directions requiring urgent solutions are given.

Keywords: classification of effluents, engineering and geoecological researches, associated and waste waters, legislative requirements.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-1-92-97

По данным Всемирного водного форума, в Республике Узбекистан (РУз) процент населения, обеспеченный питьевой водой надлежащего качества составляет 76—90 %, т. е. республика относится к регионам, страдающим от «физического» недостатка воды той или иной степени, и на большей ее части отмечается неравномерное и недостаточное количество годовых атмосферных осадков. В связи с этим вопросы охраны природных (водных) ресурсов от загрязнения приобретают особо актуальное значение.

Известно, что основным источником загрязнения подземных и поверхностных водоемов и водотоков являются промышленные и попутные воды, сбрасываемые в избыточном количестве без очистки или с неполной очисткой.

В настоящее время во многих странах уделяется большое внимание изучению и использованию попутных подземных вод для комплексного извлечения из них полезных компонентов (США, Япония, Китай, Чили, Туркменистан, Россия, Канада, Франция, Чехия, Израиль, Австралия, Азербайджан, Украина, Германия, Польша). Большой вклад в изучение попутных вод и решение теоретических вопросов их познания внесли В. И. Вернадский, Н. Н. Славянов, И. И. Толстихин, А. П. Виноградов, М. Г Валяшко, Ф. И. Дзенс-Литовский, Е. В. Посохов, Н. А. Плотников, В. С. Самарина, Л. С. Балашова, С. Р. Крайнова, Г. А. Голевой, А. С. Хасанов, Л. А. Калабугин, С. А. Бакиев, А. М. Акромходжаев, В. А. Кудриков, Г. С. Абдуллаев, Т. Н. Авазов, Д. С. Ибрагимов, А. Н. Султанходжаев, С. Холдаров, Я. А. Ходжакулиев, Л. Г. Борзасекова, Е. В. Пиннекер, Л. В. Славянова, М. С. Галицин, М. Г. Валяшко, И. К. Зайцев, Н. И. Толстихин, Л. М. Лебедев, В. И. Смирнов, Г. К. Павленко, А. Б. Воронов, А. В. Кудельский, Д. И. Павлов и др.

Пластовые воды нефтяных месторождений изучались геологами-нефтяниками Н. Г. Линдрононом, А. А. Варовым, В. И. Корпаком, А. З. Зевеловой и др.

Промышленные и попутные воды нефтегазовых предприятий образуются в процессе производственной деятельности и хозяйственно-бытового функционирования. Они представляют собой жидкие отходы с примесью, иногда довольно значительной по объему.

Несмотря на многообразие жидких промышленных отходов, образующихся в результате деятельности отраслевых предприятий, можно классифицировать их по некоторым общим показателям [1, 6].

1. По условиям образования промышленные сточные воды подразделяются на производственные; попутные; строительные рассолы; хозяйственно-бытовые и дождевые стоки: производственные воды образуются на всех предприятиях в процессе технологического цикла их эксплуатации и характеризуются относительной стабильностью объемов во времени, большим разнообразием химического состава, часто повышенной и высокой общей минерализацией, высокой загрязненностью нефтепродуктами и химическими реагентами;

 – попутные воды представляют собой водную часть жидкой фазы продукции эксплуатационных скважин, поступающей вместе с газом, углеводородным конденсатом и нефтью и отделяющейся от них в процессе сепарации;

 строительные рассолы образуются в результате размыва технической водой подземных емкостей в толще каменной соли при строительстве подземных хранилищ для жидких и сжиженных продуктов;

– хозяйственно-бытовые сточные воды образуются на всех предприятиях и в населенных пунктах в процессе жизнеобеспечения людей;

– дождевые (ливневые) стоки имеют сезонный характер, большую неравномерность объемов во времени, в основе своей представляют маломинерализованную воду атмосферного происхождения, загрязненную твердыми взвешенными частицами пород, органическими и минеральными веществами, смываемыми с поверхности земли.

2. По объему образования промышленные сточные воды подразделяются на: малые (до 50 м³/сут, или до 15–20 тыс. м³/год), средние (51–300 м³/сут, или до 100 тыс. м³/год); значительные (301–1000 м³/сут, или до 365 тыс. м³/год); большие (>1001 м³/сут, или >365 тыс. м³/год).

Для нефтегазовых предприятий РУз характерны в основном малые и средние, редко значительные количества сточных вод. Сточные воды не поддаются современным методам очистки по причине высокого солесодержания частично пластового (природного) происхождения и большого разнообразия минеральных и органических веществ. Особая токсичность свойственна сточным водам на месторождениях сероводородсодержащего газа, которые в большом количестве содержат растворенный сероводород, гидросульфид- и сульфидионы. Обезвреживание таких вод должно осуществляться путем подземного захоронения.

3. По режиму поступления промышленные сточные воды подразделяются на постоянные и равномерные (в течении суток, года); постоянные, но неравномерные; периодические (в соответствии с существующим на предприятии технологическим режимом, по мере накопления и т. п.); разовые (необходимость сбора накопившихся за многие годы отходов из емкостей, хранилищ и т. п.).

4. Для количественной оценки степени токсичности отходов (с использованием величины кратности их разбавления до ПДК по наиболее токсичному компоненту) выделяют следующие группы: высокотоксичные (кратность более 10¹⁰ раз); среднетоксичные (10⁵–10¹⁰ раз); слаботоксичные (10²–10⁵ раз).

По характеру токсичности промышленных сточных вод, выделяются постоянно токсичные (токсичность со временем не уменьшается); временно токсичные (токсичность постепенно уменьшается и через определенный промежуток времени может достигнуть ПДК).

5. Время выдержки промышленных сточных вод для достижения ПДК может быть малым (до 10 лет); средним (11–100 лет); большим (101–1000 лет) и бесконечным (>1000 лет).

6. По глубине захоронения промышленных сточных вод подразделяются на *грунтовые* (в интервале до 20 м) и *подземные* малой (21–300 м), средней (301–1000 м) и большой (свыше 1000 м) глубины.

В настоящее время в РУз эксплуатируются грунтовые и подземные сооружения (полигоны захоронения).

Грунтовые сооружения или полигоны используются в основном при утилизации малых (до 50 м³/сут, или до 15–20 тыс.м³/год) объемов попутных и сточных вод или ядохимикатов. В РУз применяются два метода утилизации: 1) факельный (с помощью струи огня под большим давлением выжигается утилизируемые отходы), 2) испарения (попутные и сточные воды заливаются поочередно в несколько прудков, где идет интенсивное испарение).

Ведение исследований (мониторинга) этого интервала является прерогативой экологической службы республики.

Подземные полигоны (сооружения) используются при утилизации от средних (51–300 м³/сут, или до 100 тыс. м³/год) до больших (>1001 м³/сут, или >365 тыс. м³/год) объемов попутных и сточных вод.

Ведение исследований (мониторинга) подземных горизонтов является прерогативой **геологиче**ской службы республики.

7. При аридном климате в РУз важными критериями экологического состояния является оценка загрязнения поверхностных и подземных вод, атмосферного воздуха, почв пестицидами; несоответствие питьевой воды O´zDSt 950:2011; влияние загрязнения среды на биоразнообразие геобиоценозов и здоровье населения.

Степень загрязнения окружающей среды определяется следующими классами экологической нагрузки на нее: 1-й – отсутствует или очень слабая; 2-й – слабая; 3-й – средняя; 4-й – высокая или напряженная; 5-й – очень высокая или критическая.

Главное в решении вопроса обезвреживания попутных вод заключается в совершенствовании и внедрении на нефтегазовых и промышленных предприятиях технологических процессов производства, уменьшающих количество и токсичность жидких отходов; в разработке и осуществлении методов извлечения и полезного использования содержащихся в них веществ; в повышении сани№ 1(49) ♦ 2022

тарной и технико-экономической эффективности методов очистки с использованием очищенных стоков в системах производственного оборотного водоснабжения предприятия.

Особо токсичные и трудно поддающиеся очистке концентрированные стоки, технология очистки которых слабо разработана, в последние годы все чаще захороняют в недра земли.

Проблемы захоронения жидких (промстоков), пульпообразных отходов и газовых выбросов рассматривались в октябре 2003 г. на международной конференции в Беркли, организованной агентством по охране окружающей среды США (ЕРА) и Департаментом энергетики (DOE) при спонсировании научными и коммерческими организациями США. Было представлено 70 докладов ученых и специалистов различных стран.

Вопросам научно-техническое обоснования проектов по закачке трудноочищаемых сточных вод в глубокие горизонты и задачам геоэкологического мониторинга на участках полигонов захоронения промышленных стоков в России посвящены работы Б. М. Зильберштейна, Н. Н. Егорова, Е. А. Байдарико, А. Л. Загвозкина, А. А. Зубкова, В. В. Данилова, А. А. Логинова и др.

Республика Узбекистан располагает большими запасами минерально-сырьевых ресурсов для развития горной промышленности. Открыто более 2700 месторождений и проявлений полезных ископаемых, из них разведано более 1000 месторождений различных видов полезных ископаемых – металлических (рудных), неметаллических, гидроминеральных и углеводородного сырья. На основе этих месторождений работают более 165 нефтегазовых промыслов, 44 шахт и рудников благородных и черных металлов; 532 карьера строительных материалов и самоцветных камней; более 217 крупных водозаборов пресных и минеральных подземных вод.

На базе этих месторождений действуют такие крупные предприятия, как Алмалыкский и Навоинский горно-металлургические комбинаты, Ангренский углеразрез, Шуртанский, Бухарский, Ферганский и Мубарекский нефтегазоперерабатывающие заводы, цементные комбинаты. В разработке инвестиционных блоков некоторых нефтегазовых районов принимают участие такие крупные иностранные компании, как Газпром и ЛУКОЙЛ (Россия), КNOC и СоGаz (Южная Корея), СNPC (КНР), Петровьетнам (СРВ) и др.

Истоки развития нефтяной промышленности РУз уходят к 1885 г., когда был организован нефтяной промысел «Чимион» в Ферганской долине – первый на территории Туркестанского края.

Систематическое исследование попутных (промышленных) вод в республике началось в 1948 г. (Б. А. Бедер, гидроминеральная партия «Узглавгеология»).

Начиная с 1960–1970 гг. накоплен достаточный объем материала по исследованиям захоронения

сточных вод в глубокие горизонты. Выполнены исследования по разработке гидрогеологических и инженерно-геологических критериев и оценке горно-геологических условий приемистости подземного захоронения токсичных промышленных отходов (для Среднеазиатского региона) (Н. Э. Алимситов, М. А. Адылова, 1993); гидрогеологическое и инженерно-геологическое обоснование размещения и технологии эксплуатации полигонов захоронения токсичных промышленных отходов на территории Ташкентской, Ферганской, Андижанской и Наманганской областей (М. А. Адылова, Г. И. Карпизина, 1995); разработка методических рекомендаций по гидрогеологическому и инженерно-геологическому обоснованию проекта захоронения попутных и сточных вод и порядку ведения геоэкологического мониторинга (Б. И. Туляганов, Б. Д. Абдуллаев, 2017).

По заявке ЛУКОЙЛа были выполнены договорные работы по геологическому изучению мезозойско-кайнозойских отложений для обоснования депонажа пластовых вод на месторождении Кандым (Б. И. Туляганов, А. Ф. Кадырходжаев, 2009).

Подземное захоронение жидких отходов производства (попутных вод) – важное и действенное природоохранное мероприятие, так как направлено на удаление таких отходов из среды непосредственного обитания человека и предотвращение неизбежного загрязнения поверхностной гидросферы и подземных вод зоны активного водообмена.

Захоронение жидких отходов и сточных вод различной степени опасности применяется во многих странах. В США насчитывается около 550 скважин для удаления (в англоязычной литературе – инжекции) промышленных стоков различного происхождения.

В России имеется около 18 полигонов глубинного захоронения промстоков и несколько десятков установок для удаления попутных вод нефтяных месторождений [2]. Эта технология рассматривается как весьма эффективная, позволяющая удалить из среды непосредственного обитания эти воды и содержащиеся в них токсичные вещества при минимальных затратах.

В РУз наибольшее применение нашел способ закачивания «в глубокие горизонты зоны замедленного водообмена и застойного режима, содержащие солоноватые и соленые воды и рассолы» [4], поэтому в настоящей статье рассматриваются только вопросы, относящиеся к геоэкологическим исследованиям для обоснования такого захоронения.

Основные задачи геоэкологических исследований для захоронения попутных вод и промышленных стоков

Проблема захоронения попутных вод (промстоков) в глубокие горизонты многогранна и включает большое количество вопросов, соприкасающихся с различными областями знаний [8, 9]: изучение геологического строения, гидрогеологических и инженерно-геологических условий с целью выявления возможных поглощающих горизонтов;

 – бурение и исследование скважин для определения их приемистости и гидрогеологических параметров глубоких горизонтов;

 – лабораторные исследования для изучения физико-химических свойств глубоких горизонтов и разделяющих их слабопроницаемых отложений;

 изучение взаимодействия попутных вод (промстоков) с горными породами и пластовыми водами;

 прогноз изменения приемистости скважин во времени и миграции отдельных компонентов сточных вод в подземных водах;

 – обеспечение санитарной безопасности в районах полигонов захоронения попутных вод (промстоков) и ряд других.

Порядок комплексного изучения недр и вовлечение новых объектов в систему мониторинга за состоянием недр должно осуществляться в такой последовательности: проведение ведомственного мониторинга (геоэкологический аудит и ведение объектного мониторинга) на нефтегазовом объекте с последующей передачей созданной режимной (мониторинговой) сети для ведения государственного мониторинга [10].

Основные задачи, решаемые при выполнении инженерных и геоэкологических исследований, сводятся к следующему:

1. Выдача развернутой геолого-геофизической, тектонической и гидрогеологической характеристики района работ.

2. Определение глубокозалегающих поглощающих горизонтов с целью размещения, бурения и испытания депонажных скважин.

3. Рекомендации по выбору точки заложения первой оценочной скважины.

4. Определение глубины заложения и конструкции оценочной скважины.

5. Обоснование методов комплекса ГИС с целью определения потенциальных пластов-коллекторов для закачки.

6. Рекомендации по методам геолого-экологических и гидродинамических исследований на выбранных объектах (горизонтах) подземного захоронения пластовых вод.

7. Проведение опытных работ по определению приемистости пластов и при необходимости выполнение соляно-кислотных обработок.

Результатом этих исследований будут:

– литолого-фациальные карты пластов-коллекторов и прилегающих к ним водоупоров в масштабе 1:10 000–1:25 000;

 карты эффективных мощностей, а также изолиний глубин залегания кровли и подошвы пластов-коллекторов и прилегающих к ним водоупоров; – детальная химико-минералогическая и петрографическая характеристика пород, слагающих пласт-коллектор, и прилегающих к нему водоупоров;

 – гидродинамическая схема района исследований;

 – карты: изопьез, проводимости, проницаемости, приемистости, коэффициентов пьезопроводности и эффективной емкости пород, слагающих пласты-коллекторы;

 – детальная химическая и физическая характеристика подземных вод;

 – геолого-гидрогеологические разрезы к картам с указанием химического состава подземных вод и коэффициентов фильтрации всех литологических разностей пород в вертикальном и горизонтальном направлениях;

 – данные по опробованию герметичности водоупоров;

– результаты микробиологических анализов.

Полученные материалы по геологическому изучению отложений для обоснования захоронения попутных вод служат исходными данными для составления технического проекта этих работ [3] и для оформления специального государственного разрешения в виде лицензии.

Требования к захоронению попутных вод

Метод захоронения в глубокие горизонты направлен на охрану природных ресурсов от загрязнения, поэтому проектируемые работы по депонированию попутных и сточных вод в РУз должны быть организованы в соответствии с законами «О недрах», «Об охране природы», «О государственном санитарном надзоре», «Об отходах», «О воде и водопользовании», «Об охране атмосферного воздуха», «Об охране и использовании животного мира», «Об охране и использовании растительного мира» [10] и ряда постановлений КМРУз.

Согласно ст. 39 Закона РУз «О недрах» к основным требованиям относятся [5]:

 – пользование недрами в соответствии с утвержденными в установленном порядке техническими проектами;

 при эксплуатации обеспечение обезвреживания или локализации в определенных границах отходов и сточных вод, а также применение мер по предотвращению их проникновения в горные выработки, на земную поверхность, в атмосферный воздух и водные объекты.

Следовательно, к глубинному захоронению предъявляются жесткие требования, прежде всего в части защиты поверхностных и пресных подземных вод, залегающих в верхней части геологического разреза.

Это требование может быть выполнено, если захоронение осуществляется в благоприятных для подобных целей геологических условиях, которые обеспечивают изоляцию размещаемых в глубоких

горизонтах попутных вод (промстоков) от поверхности и горизонтов пресных вод, а скважины, используемые для нагнетания попутных вод (промстоков), исключают возникновение вертикальных перетоков вдоль их стволов между пластом-коллектором и неглубоко залегающими горизонтами.

Это требование реализуется в установлении горного отвода для целей захоронения, в границы которого включается область распространения попутных вод (промстоков) в поглощающем горизонте (пласте-коллекторе) и вышележащего резервного, так называемого буферного, горизонта, а также область геологической среды на участке нагнетательных скважин от кровли буферного горизонта до поверхности.

Для проверки выполнения этого требования техническим проектом должна быть предусмотрена сеть наблюдательных скважин в области горного отвода и у его границ. В наблюдательных скважинах выполняется отбор проб подземных вод с последующим определением их полного химического состава, а также гидрогеохимические и гидродинамические измерения.

Должен осуществляется контроль технического состояния нагнетательных и наблюдательных скважин, а результаты наблюдений используются для подтверждения локализации отходов и оптимизации режимов захоронения.

При осуществлении геоэкологических исследований и оценках последствий захоронения в глубокие горизонты наиболее часто возникает два основных вопроса:

1. По каким критериям установить контур распространения попутных и сточных вод для доказательства выполнения основного требования о локализации попутных и сточных вод в границах горного отвода? Это весьма важно, так как выход попутных и сточных вод за пределы границ отвода – основание для предъявления требований о прекращении захоронения или возникновения обязанностей внесения платежей недропользователем за негативное воздействие на окружающую среду.

2. Как получить достоверные сведения о содержании компонентов попутных и сточных вод в пласте-коллекторе, используемом для захоронения, или в других контролируемых горизонтах?

В настоящее время для повышения уровня геоэкологической безопасности, выявления и описания всех источников геоэкологического загрязнения при разработке нефтегазовых месторождений и их влиянии на качество подземных вод нами составляется проект геоэкологических работ по оценке влияния объектов нефтегазовой промышленности на качество подземных вод Ферганской долины, где будут внедрены основные идеи автора.

Выводы

Выполненные исследования показали, что существующая законодательная и правовая основа организации и проведения геоэкологических работ (ведения государственного мониторинга) разработана в республике достаточно полно и охватывает все существующие вопросы.

В то же время отсутствует научно-методическая база по многим конкретным вопросам, в том числе пока недостаточно проработаны регламентирующие мероприятия по созданию полигонов подземного захоронения и проведению работ на них (ведение ведомственного мониторинга).

В связи с этим специфичность геоэкологически безопасных условий захоронения попутных и сточных вод в глубокие горизонты требует неотложного решения нормативно-методического, инструктивного и научно-технологического характера на республиканском уровне.

Наиболее важными и первостепенными являются [1]:

 методические рекомендации по проектированию и эксплуатации специализированных полигонов размещения попутных и сточных вод, где будут определены структура и содержание обязательных разделов проектных документов, ступени и порядок проведения инженерно-геоэкологическогок онтроля для аридных зон;

 – разработка единого методического подхода к нормированию содержания загрязняющих веществ в попутных и сточных водах;

 – обоснование необходимой степени предварительной подготовки попутных и сточных вод;

 поддержка приемистости скважин на высоком уровне;

 обоснование ареала подземного растекания попутных и сточных вод;

 организация ведомственного мониторинга и в дальнейшем вовлечение созданной опорной режимной сети в состав государственного мониторинга за состоянием недр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Б. Д., Туляганов Б. И. Захоронение попутных и сточных вод: проблемы и пути решения // Геология и минеральные ресурсы. – 2015. – № 5. – С. 60–63.

2. Байдарико Е. А., Загвозкин А. Л, Рыбальченко А. И. Мониторинг захоронения промстоков в глубокие геологические горизонты, содержащие высокоминерализованные воды // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2009. – № 2. – С. 154–160

3. Геолого-гидрогеологическое обоснование подземного захоронения нефтепромысловых стоков на полигонах нефтяных месторождений / А. А. Логинов, Б. М. Зильберштейн, Е. С. Ловчева, А. Ю. Сорокин // Недропользование – XXI век. – 2007. – № 3. – С. 13–20.

4. **Гидрогеологические** исследования для захоронения промышленных сточных вод в глубокие водоносные горизонты (методические указания) / гл. ред. Е. Г. Чаповский. – М., 1973. – 423 с. 5. Закон «О недрах» // Ведомости Олий Мажлиса Республики Узбекистан. – 2000. – № 7–8. – С. 217.

6. Костин П. П., Пименов М. К. Подземные хранилища жидких промышленных отходов и геологогидрогеологические материалы, необходимые для проектирования // Гидрогеологические вопросы подземного захоронения промышленных стоков: техн. сб., вып. 14. – М., 1969. – С. 130–139.

7. **Роджерс П.** Перед лицом нехватки пресной воды // В мире науки. – 2008. – № 11. – С. 22–29.

8. **Туляганов Б. И.** Особенности проявления опасных геологических процессов при освоении нефтегазовых месторождений // Горный вестник Узбекистана. – 2011. – № 4. – С. 6–10.

9. **Туляганов Б И.** Этапы и методика инженерно-геоэкологических исследований для обоснования захоронения попутных вод в глубокие горизонты // Разведка и охрана недр. – 2021. – № 4. – С. 35–40.

10. Туляганов Б. И., Кадырходжаев А. Ф. Задачи геотехнологических исследований для обоснования захоронения промышленных стоков в водоносные горизонты // Горный вестник Узбекистана. – 2010. – № 1. – С. 49–57.

11. Указатель законодательных и нормативных актов, действующих в области охраны природы и использования природных ресурсов. Изд. офиц. Система стандартизации в области охраны природы. – Ташкент, 2006. – 63 с.

REFERENCES

1. Abdullaev B.D., Tulyaganov B.I. [Disposal of free and sewage water: problems and solutions]. *Geologiya i mineralnyye resursy – Geology and Mineral Resources*, 2015, no. 5, pp. 60–63. (In Russ.).

2. Baydariko E.A., Zagvozdkin A.L., Rybalchenko A.I. [Monitoring of effluents into deep geological horizons containing highly mineralized water]. *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya, gidroekologiya, geokriologiya,* 2009, no. 2, pp. 154–160. (In Russ.).

3. Loginov A.A., Zilbershteyn B.M., Lovcheva E.S., Sorokin A.Yu. [Geological and hydrogeological substantiation of the subsurface disposal of oilfield effluents at disposal sites of oil fields]. *Nedropolzovaniye* – XXI *vek* – *Subsurface use* – *21*st *century*, 2007, no. 3, pp. 13– 20. (In Russ.).

4. Chapovsky E.G., ed. *Gidrogeologicheskiye issledovaniya dlya zakhoroneniya promyshlennykh stochnykh vod v glubokiye vodonosnyye gorizonty* [Hydrogeological survey for the effluents in deep aquifers (guidelines)]. Moscow, 1972. 423 p. (In Russ.).

5. Zakon o nedrakh (novaya redaktsiya) ot 13.12.2002 g., № 444– II [Subsoil Law of the Republic of Uzbeyistan (new edition) from 13.12.2002, no. 444-2]. Vedomosti Oliy Mazhlisa Respubliki Uzbekistan, 2000, no. 7–8, p. 217. (In Russ.).

6. Kostin P.P. Pimenov M.K. [Subsurface disposals of effluents and geological and hydrogeological materials necessary for design]. *Gidrogeologicheskiye voprosy podzemnogo zakhoroneniya promyshlennykh stokov* [Hydrogeological issues of subsurface disposal of industrial effluents]. Moscow, 1969, vol. 14. pp. 130–139. (In Russ.).

7. Rodgers P. [In the face of a shortage of fresh water]. *V mire nauki* – *Scientific American*, 2008, no. 11, pp. 22–29. (In Russ.).

8. Tulyaganov B.I. [Features of the manifestation of dangerous geological processes in the development of oil and gas fields]. *Gornyy vestnik Uzbekistana*, 2011, no. 4, pp. 6–10. (In Russ.).

9. Tulyaganov B.I. [Phases and methodology of engineering geological investigation for justification of produced water burial into deep level]. *Razvedka i okhrana nedr* – *Prospect and protection of mineral resources*, 2021, no. 4, pp. 35–40. (In Russ.).

10. Tulyaganov B.I., Kadyrkhodzhaev A.F. [Tasks of geotechnological investigations for substantiation of the industrial effluents disposal in aquifers]. *Gornyy vestnik Uzbekistana*, 2010, no. 1, pp. 49–57. (In Russ.).

11. Ukazatel zakonodatelnykh i normativnykh aktov, deistvuyushchikh v oblasti okhrany prirody i ispolzovaniya prirodnykh resursov. Izdaniye ofitsialnoye. Sistema standartizatsii v oblasti okhrany prirody. [Handbook of legislative and regulatory acts applied in the field of nature protection and use of natural resources. Official publication. The system of standardization in the field of nature protection]. Tashkent, 2006. 63 p. (In Russ.).

© Б. И. Туляганов, 2022

<u>________N</u> 1(49) ♦ 2022

НАШИ АВТОРЫ

БИТНЕР Александр Карлович, Красноярский НИИ геологии и минерального сырья (КНИИГиМС), Красноярск, Россия, науч. консультант, к. г.-м. н. *E-mail: akbitner@mail.ru*

ГАФУРОВ Антон Олегович, Красноярский НИИ геологии и минерального сырья (КНИИГиМС), Красноярск, Россия, инженер. *E-mail: aogafurov@mail.ru*

- **ГАФУРОВ Денис Олегович**, Красноярский НИИ геологии и минерального сырья (КНИИГиМС), Красноярск, Россия, зам. директора. *E-mail: dgafurov@kniigims.ru*
- **ГАФУРОВ Олег Михайлович**, Красноярский НИИ геологии и минерального сырья (КНИИГиМС), Красноярск, Россия, науч. консультант. *E-mail: oleg.gafurov@mail.ru*
- ГЛИНСКИХ Вячеслав Николаевич, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, зав. лабораторией, д. ф.-м. н., чл.-корр. РАН. *E-mail: GlinskikhVN@ipgg.sbras.ru* ГОЛЫШЕВ Станислав Иванович, Томский филиал Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (ТФ СНИИГГиМС), Томск, Россия, вед. науч. сотр., к. ф.-м. н. *E-mail: golyschev@tf-sniiggims.ru*
- **ГОРНОСТАЛЕВ Даниил Игоревич,** Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, лаборант. *E-mail: GornostalevDI@ipgg.sbras.ru*

ГРУЗДЕВ Роман Викторович, ООО «Востокгеология», Чита, Россия, вед. геофизик. *E-mail: rogruzdev@mail.ru* **ДЫХАН Светлана Владимировна,** Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, ст. эксперт, к. г.-м. н. *E-mail dyhan@sniiqgims.ru*

КОНСТАНТИНОВ Дмитрий Юрьевич, ООО «Норильскгеология», Санкт-Петербург, Россия, вед. геофизик. *E-mail: djkoff@mail.ru*

КУЗЬМИНА Ольга Борисовна, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: KuzminaOB@ipgg.sbras.ru*

- **ЛЕОНОВА Галина Александровна**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, вед. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: leonova@igm.nsc.ru*
- **МАЛЬЦЕВ Антон Евгеньевич**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: maltsev@igm.nsc.ru*

МИХАЙЛОВ Игорь Владиславович, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. т. н. *E-mail: MikhaylovIV@ipgg.sbras.ru*

- **МИХАРЕВИЧ Марина Викторовна**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. геогр. н. *E-mail: miharevich@yandex.ru*
- **МОИСЕЕНКО Наталья Валентиновна**, Институт геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН, Благовещенск, Россия, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: kaunamka82@mail.ru*

МЫШЕВСКИЙ Николай Васильевич, Иркутская нефтяная компания, Иркутск, Россия, директор департамента. *E-mail: mishev_nv@irkutskoil.ru*

- **НИКИТЕНКО Марина Николаевна**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. т. н. *E-mail: NikitenkoMN@ipgg.sbras.ru*
- **ОБОЛКИН Анатолий Петрович**, Институт проблем нефти и газа, обособленное подразделение ФГБУН ФИЦ «Якутский научный центр СО РАН», Якутск, Россия, вед. инженер. *E-mail: a_obolkin@list.ru*
- **ПАДАЛКО Наталия Львовна**, Томский филиал Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (ТФ СНИИГГиМС), Томск, Россия, зав. лабораторией, к. х. н. *E-mail: padalko@tf-sniiggims.ru*
- **ПЕТРОВ Алексей Михайлович**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, науч. сотр., к. т. н. *E-mail: PetrovAM@ipgg.sbras.ru*
- **ПОДОБИНА Вера Михайловна**, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, д. г.-м. н., проф. *E-mail: podobina@ggf.tsu.ru*
- **ПРАЗДНИЧНЫХ Максим Игоревич**, Томский филиал Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (ТФ СНИИГГиМС), Томск, Россия, науч. сотр. *E-mail: maxim.prazdnichnykh@gmail.com*
- **ПРЕЙС Юлия Ивановна**, Институт мониторинга климатических и экологических систем (ИМКЭС) СО РАН, Томск, Россия, к. биол. н., вед. науч. сотр. *E-mail: preisyui@rambler.ru*
- **РОМАШКО Валерий Владимирович**, ООО «Норильскгеология», Санкт-Петербург, Россия, гл. специалист. *E-mail: vvromashko@mail.ru*
- РУСАНОВ Геннадий Григорьевич, ОСП «Горно-Алтайская экспедиция» Сибирского производственногеологического объединения, с. Малоенисейское, Алтайский край, Россия, вед. геолог, к. геогр. н. *E-mail: rusgennadij@mail.ru*
- **САМКОВ Андрей Владимирович**, Красноярский НИИ геологии и минерального сырья (КНИИГиМС), Красноярск, Россия, зав. отделом. *E-mail: andrew@kniigims.ru*
- САФРОНОВ Петр Петрович, Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия, ст. науч. сотр., к. ф.-м. н. *E-mail: psafronov@mail.ru*
- **СЕВОСТЬЯНОВА Розалия Федоровна**, Институт проблем нефти и газа, обособленное подразделение Якутского научного центра СО РАН, Якутск, Россия, зав. лабораторией. *E-mail: rose_sevos@mail.ru*

- СИТНИКОВ Вячеслав Стефанович, Институт проблем нефти и газа, обособленное подразделение Якутского научного центра СО РАН, Якутск, Россия, д. г.-м. н.
- СЛЕПЦОВА Мария Ивановна, Институт проблем нефти и газа, обособленное подразделение Якутского научного центра СО РАН» Якутск, Россия, ст. науч. сотр., к. т. н. *E-mail: msleptsova@mail.ru*
- **СОБОЛЕВ Петр Николаевич**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, зав. лабораторией, к. г.-м. н. *E-mail: geochim@sniiggims.ru*
- СУХОРУКОВА Карина Владимировна, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, гл. науч. сотр., д. т. н. доцент. *E-mail: SuhorukovaKV@ipgg.sbras.ru*
- **ТЕМЕНЁВА Елена Владимировна**, ООО «Иркутская нефтяная компания, Иркутск, Россия, рук. группы. *E-mail: temenjova_ev@irkutskoil.ru*
- **ТУЛЯГАНОВ Баходиржон Исмаилович,** Институт гидрогеологии и инженерной геологии при Университете геологических наук Государственного комитета Республики Узбекистан по геологии и минеральным ресурсам, Ташкент, Республика Узбекистан, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: baxtul@mail.ru, hurshida@ rambler.ru*
- ФЕДЯНИН Алексей Петрович, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Россия, Новосибирск, к. г.-м. н. *E-mail: journal@sniiggims.ru*
- **ЧЕРНИКОВ Евгений Викторович**, Томский филиал Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (ТФ СНИИГГиМС), Томск, Россия, гл. специалист. *E-mail: evc@sibmail.com*
- **ЭПОВ Михаил Иванович**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, гл. науч. сотр.; Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, управляющий директор; д. т. н., проф., акад. РАН. *E-mail: EpovMI@ipgg.sbras.ru*
- **ЯВОРОВ Петр Филиппович**, Томский филиал Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (ТФ СНИИГГиМС), Томск, Россия, вед. инженер. *E-mail: Yavrov@tf-sniiggims.ru*

OUR AUTHORS

BITNER Alexandr, PhD, Krasnoyarsk Research Institute of Geology and Mineral Resources (KNIIGiMS), Krasnoyarsk, Russia. *E-mail:akbitner@mail.ru*

CHERNIKOV Evgeniy, Tomsk Branch of Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (TB of SNIIGGiMS), Tomsk, Russia. *E-mail: evc@sibmail.com*

- **DYKHAN Svetlana**, PhD, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: dyhan@sniiggims.ru*
- **EPOV Mikhail**, DSc, Acad., Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGIMS), A.A.Trofimuk Insitute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: EpovMI@ipgg.sbras.ru*
- **FEDYANIN Aleksey**, PhD, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: journal@sniiggims.ru*
- **GAFUROV Anton**, Krasnoyarsk Research Institute of Geology and Mineral Resources (KNIIGiMS), Krasnoyarsk, Russia. *E-mail: aogafurov@mail.ru*
- GAFUROV Denis, Krasnoyarsk Research Institute of Geology and Mineral Resources (KNIIGiMS), Krasnoyarsk, Russia. E-mail:dgafurov@kniigims.ru
- **GAFUROV Oleg**, Krasnoyarsk Research Institute of Geology and Mineral Resources (KNIIGiMS), Krasnoyarsk, Russia. *E-mail: oleg.gafurov@mail.ru*
- GLINSKIKH Vyacheslav, DSc, A.A.Trofimuk Insitute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: GlinskikhVN@ipgg.sbras.ru*

GOLYSHEV Stanislav, PhD, Tomsk Branch of Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (TB of SNIIGGiMS), Tomsk, Russia. *E-mail: golyschev@tf-sniiggims.ru*

GORNOSTALEV Daniil, A.A.Trofimuk Insitute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: GornostalevDI@ipgg.sbras.ru*

GRUZDEV Roman, OOO Vostokgeologiya, Chita, Russia. E-mail: rogruzdev@mail.ru

- **KONSTANTINOV Dmitriy**, OOO Norilskgeologiya, Saint Petersburg, Russia. *E-mail: djkoff@mail.ru*
- **KUZMINA Olga**, PhD, A.A.Trofimuk Insitute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: KuzminaOB@ipgg.sbras.ru*
- LEONOVA Galina, DSc, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: leonova@igm.nsc.ru
- MALTSEV Anton, PhD, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: maltsev@igm.nsc.ru
- MIKHAREVICH Marina, PhD, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. E-mail: miharevich@yandex.ru
- MIKHAYLOV Igor, PhD, A.A.Trofimuk Insitute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: MikhaylovIV@ipgg.sbras.ru*
- **MOISEENKO Natalya**, PhD, Institute of Geology and Natural Management FEB RAS, Blagoveshchensk, Russia. *E-mail: kaunamka82@mail.ru*

MYSHEVSKIY Nikolay, Irkutsk Oil Company (INK), Irkutsk, Russia. E-mail: mishev_nv@irkutskoil.ru

NIKITENKO Marina, PhD, A.A.Trofimuk Insitute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: NikitenkoMN@ipgg.sbras.ru*

OBOLKIN Anatoliy, Institute of Oil and Gas Problems of the Siberian Branch (IMCES) SB RAS, Yakutsk, Russia. *E-mail:* a_obolkin@list.ru

PADALKO Nataliya, PhD, Tomsk Branch of Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (TB of SNIIGGiMS), Tomsk, Russia. *E-mail: padalko@tf-sniiggims.ru*

PETROV Alexey, PhD, A.A.Trofimuk Insitute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: SuhorukovaKV@ipgg.sbras.ru*

PODOBINA Vera, DSc, National Research Tomsk State University (TSU), Tomsk, Russia. E-mail: podobina@ggf.tsu.ru

- **PRAZDNICHNYKH Maksim**, Tomsk Branch of Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (TB of SNIIGGiMS), Tomsk. Russia; *E-mail: maxim.prazdnichnykh@gmail.com*
- **PREYS Yulia**, PhD, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems (IMCES) SB RAS, Tomsk, Russia. *E-mail: preisyui@rambler.ru*

ROMASHKO Valeriy, OOO Norilskgeologiya, Saint Petersburg, Russia. *E-vvromashko@mail.ru*

RUSANOV Gennadiy, PhD, Gorno-Altaiskaya expedition of Siberian Production Geological Association, Maloeniseyskoye village, Altai Kray, Russia. *E-mail: rusgennadij@mail.ru*

SAFRONOV Petr, PhD, Far East Geological Institute (FEGI) FEB RAS, Vladivostok, Russia. *E-mail: psafronov@mail.ru* SAMKOV Andrey, Krasnoyarsk Research Institute of Geology and Mineral Resources (KNIIGiMS), Krasnoyarsk, Russia. *E-mail: andrew@kniiqims.ru*

SEVOSTYANOVA Rozaliya, Institute of Oil and Gas Problems SVRAS, Yakutsk, Russia. *E-mail: rose_sevos@mail.ru*

Nº 1(49) ♦ 2022

SITNIKOV Vyacheslav, DSc, Institute of Oil and Gas Problems (IOGP) SB RAS, Yakutsk, Russia

- SLEPTSOVA Mariya, PhD, Institute of Oil and Gas Problems (IOGP) SB RAS, Yakutsk, Russia. E-mail: msleptsova@ mail.ru
- **SOBOLEV Petr**, PhD, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: geochim@sniiggims.ru*
- SUKHORUKOVA Karina, DSc, A.A.Trofimuk Insitute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: SuhorukovaKV@ipgg.sbras.ru*
- **TEMENYOVA Elena**, Irkutsk Oil Company (INK), Irkutsk, Russia. *E-mail: temenjova_ev@irkutskoil.ru*
- **TULYAGANOV Bakhodirzhon**, PhD, Institute of hydrogeology and engineering geology (HYDROENGEO) Institute at the UGN Goskomgeologiya RUZ. *E-mail: baxtul@mail.ru, hurshida@rambler.ru*
- **YAVOROV Petr**, Tomsk Branch of Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (TB of SNIIGGIMS), Tomsk, Russia. *E-mail: Yavrov@tf-sniiggims.ru*

Подписано в печать 20.03.22. Формат 60×84/8. Бумага офсетная 80 г/м². Печать цифровая. Тираж 100 экз. Гарнитура Calibri. Объем 11,78 печ. л. Заказ № Отпечатано в соответствии с предоставленными материалами в ПАО «Т8 Издательские Технологии»

109316, Москва, Волгоградский проспект, д. 42, корпус 5.

Тел: 8 (495) 322 38 30 www.t8print.ru