



ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СИБИРИ

ЕЖЕКВАРТАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

№ 3(44) ♦ 2020
Июль –
сентябрь

Главный редактор –

Акад. РАН М. И. Эпов (Новосибирск)

Редакционная коллегия

Свиный 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)

Добрецов Н. Л., акад. РАН (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)

Курчиков А. Р., чл.-кор. РАН (Тюмень)

Мельников Н. В., д.г.-м.н. (Новосибирск)

Похиленко Н. П., акад. РАН (Новосибирск)

Птицын А. Б., д.г.-м.н. (Чита)

Сейфуль-Мулюков Р. Б., д.г.-м.н., проф. (Москва)

Собисевич А. Л., чл.-корр. РАН (Москва)

Старосельцев В. С., д.г.-м.н., проф., зам. гл. редактора (Новосибирск)

Старосельцев К. В., к.г.-м.н., отв. секретарь (Новосибирск)

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 (Новосибирск)

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. (Новосибирск)

Ситников В. С., д.г.-м.н. (Якутск)

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.

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. Л. Хомичев, Н. Е. Егорова. Тектоника и магматизм..... 3

Нефтегазовая геология

И. В. Вараксина. Силурийский риф Ледянского поднятия как потенциальный резервуар углеводородов на севере Сибирской платформы 13

Е. К. Куприянова, Р. Ш. Сайфутдинов, С. В. Мусеев, И. Н. Керусов, П. А. Алексеева, Л. Ф. Воробьева. Новый методический подход к оценке характеристик палеорусловых тел по результатам атрибутного анализа в различных геологических условиях 23

Е. А. Предтеченская. Опыт применения диаграммы Д. У. Хаускнехта для оценки влияния уплотнения и цементации на пористость ниже-среднеюрских песчаников Нюрольской впадины и Колтогорско-Уренгойского мегапрогиба..... 30

М. Ю. Зубков. Гидротермальное моделирование формирования вторичных коллекторов в кремнистых известняках (система H_2O-CO_2) 43

Геофизика, геофизическое приборостроение

А. П. Сысоев. Обоснование параметров системы полевых наблюдений МОГТ 2D..... 59

А. М. Санчаа, Н. Н. Неведрова, С. М. Бабушкин. Строение Уймонской впадины Горного Алтая по данным нестационарных электромагнитных зондирований 66

К. В. Сухорукова, А. М. Петров, О. В. Нечаев. Геоэлектрические модели мелевых коллекторов Западной Сибири по результатам комплексной интерпретации данных электрокаротажа 77

Минерагения, рудные и нерудные месторождения

А. И. Черных, М. П. Брысин, П. Н. Лейбгам, И. В. Арсентьева, С. А. Миляев. Минералогические особенности руд Каларского проявления и возможности ионно-сорбционного метода для поиска перекрытого золото-серебряного оруденения в Алтае-Саянской складчатой области 87

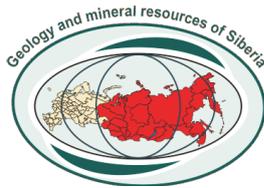
А. И. Гусев, Н. И. Гусев. Петрология и геохимия интрузивных пород Синюхинского месторождения (Горный Алтай) 100

Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы

Д. С. Лежнин, Д. В. Миляев, П. Н. Соболев, Д. И. Душенин, А. А. Самохин. Перспективы нефтегазоносности и освоения углеводородного сырья Хатангско-Оленекского междуречья 110

Наши авторы 123

ISSN 2078-0575



GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF SIBERIA

QUARTERLY SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL

N 3(45) ♦ 2020
July –
September

Editor

Acad. RAS M.I. Eпов (Novosibirsk)

Editorial board:

Svinyn V.F., executive editor, associated editor, Novosibirsk
Afanasenkov A.P. (Moscow)
Brekhtunsov A.M., DSc (Tyumen)
Gert A.A., DSc (Novosibirsk)
Dobretsov N.L., acad. RAS (Novosibirsk)
Kontorovich A.E., acad. RAS (Novosibirsk)
Kryukov V.A., acad. RAS (Novosibirsk)
Kurchikov A.R., corr. memb. RAS (Tyumen)
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)
Staroseltsev K.V., PhD, executive secretary (Novosibirsk)
Staroseltsev V.S., DSc, prof., associated editor (Novosibirsk)
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)
Filipov Yu.A., DSc (Krasnoyarsk)
Garmayev Ye.Zh., corr. memb. RAS (Ulan-Ude)
Glinskikh V.N., corr. memb. RAS (Novosibirsk)
Klischin V.I., corr. memb. RAS (Kemerovo)
Kontorovich V.A., corr. memb. RAS (Novosibirsk)
Larichev A.I., PhD (St. Petersburg)
Migurskiy A.V., DSc (Novosibirsk)
Polyakov A.A. (Moscow)
Salnikov A.S., DSc (Novosibirsk)
Shiganova O.V., PhD (Novosibirsk)
Sitnikov V.S., DSc (Yakutsk)
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

V.L. Khomichev, N.E. Egorova. Tectonics and magmatism 3

Petroleum Geology

I.V. Varaksina. Silurian reef of the Ledyansk Uplift as a potential reservoir of hydrocarbons in the north of the Siberian Platform 13
E.K. Kupriyanova, R.Sh. Sayfutdinov, S.V. Moiseev, I.N. Kerusov, P.A. Alekseeva, L.F. Vorobyeva. A new methodical approach to estimating the characteristics of paleochannel bodies from the results of attribute analysis under different geological conditions 23
E.A. Predtechenskaya. Experience of D. Housknecht diagram for impact assessment of consolidation and cementation on porosity of the Lower-Middle Jurassic sandstones of the Nyuroika Depression and the Koltogor-Urengoy Megatrough 30
M.Yu. Zubkov. Hydrothermal modeling of secondary reservoir formation in siliceous limestones (H₂O–CO₂ system) 43

Geophysics, geophysical industry

A.P. Sysoev. Justification of parameters of the 2D CDP field system 59
A.M. Sanchaa, N.N. Nevedrova, S.M. Babushkin. The structure of the Uimon Depression of Gorny Altai according to the data of non-stationary electromagnetic sounding 66
K.V. Sukhorukova, A.M. Petrov, O.V. Nechaev. Geoelectric models of Cretaceous reservoirs of West Siberia by the results of integrated interpretation of electric log data 77

Minerogenesis, ore and non-metallic mineral resources

A.I. Chernykh, M.P. Brysin, P.N. Leibgam, I.V. Arsenyeva, S.A. Milyaev. Mineralogical features of ores within the Kalar Occurrence and possibilities of the ion-sorption method for searching of the overlapped gold-silver mineralization of the Altay-Sayan Folded Region 87
A.I. Gusev, N.I. Gusev. Petrology and geochemistry of intrusive rocks of the Sinyukhinskoye deposit (Gorny Altai) 100

Current state and development prospects of the mineral resource base

D.S. Lezhnin, D.V. Milyaev, P.N. Sobolev, D.V. Dushenin, A.A. Samokhin. Petroleum potential and development of hydrocarbon crude of the Khatanga-Olenek Interfluvium 110
Our authors 124

ISSN 2078-0575



ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ

В. Л. Хомичев¹, Н. Е. Егорова²¹Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия; ²Институт недропользования Иркутского национального исследовательского технического университета, Иркутск, Россия

Тектоника и магматизм – неразрывно взаимосвязанные явления единого тектоно-магматического процесса. Их масштабы априори должны быть соизмеримыми. Однако в практике геологических работ мелкие магматические комплексы из-за пресловутого комплексотворчества часто не соответствуют протяженным магмоконтролирующим структурам, что искажает геологическую историю, приводит к генетическим заблуждениям и ошибкам в прогнозе и поисках оруденения. Актуальность проблемы корректного выделения магматических комплексов проиллюстрирована примерами на материалах крупных тектонических структур Урала, Сибири и Дальнего Востока России.

Ключевые слова: тектоно-магматические процессы, тектонические структуры, магматические комплексы, искажение геологической истории из-за комплексотворчества, ошибки в прогнозе оруденения.

TECTONICS AND MAGMATISM

V. L. Khomichev¹, N. E. Egorova²¹Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia; ²Institute of Subsoil Use of the Irkutsk National Technical University, Irkutsk, Russia

Tectonics and magmatism are inextricably interconnected phenomena of the single tectonic-magmatic process. Their scales must be a priori commensurate. However, in practice of geological work, small magmatic complexes often do not correspond to extended magma-controlling structures, due to the notorious complex creation that distorts the geological history, leads to genetic misconceptions and errors in forecasting and searching for mineralization. The urgency of the problem of correct identification of magmatic complexes is illustrated by examples on the materials of large tectonic structures of the Urals, Siberia and the Far East of Russia.

Keywords: tectonomagmatic processes, tectonic structures, magmatic complexes, distortion of geological history due to complex creation, errors in mineralization forecasting.

DOI 10.20403/2078-0575-2020-3-3-12

Картирование магматических пород, как составная часть общего регионального изучения геологического строения страны, преследует цель отразить определенные магматические процессы, в ходе которых образуется последовательный парагенез пород, связанных единством происхождения. Задача картирования – адекватно отразить время, место, условия, эволюцию магматического процесса, весь набор пород, взаимоотношения между ними и вмещающей средой, предпосылки реализации и масштабы оруденения. Такой генетический подход обеспечивает наиболее обоснованные петрологические критерии для достоверного прогноза оруденения, особенно скрытого. Первым шагом в этом направлении является выделение валидных магматических комплексов – главных единиц регионального геокартирования. Но как определить валидность, каковы признаки достоверности границ, объема, содержания комплекса? Дискуссии по определению этого понятия продолжались многие годы. При этом старались избегать гипотетических положений типа «кровное родство», «общность одного глубинного очага» и т.п., которые несут субъективный неопределенный смысл и не могут использоваться однозначно. А число комплексов в качественном отношении как типов

магматических породных ассоциаций все нарастало и нарастало, поскольку при ГСР-50 требовалось как можно детальнее расчленить магматические образования. И каждый исполнитель геолого-съёмочных работ, будучи ограничен небольшой территорией, при выделении комплексов руководствовался собственными материалами и соображениями. Такой локальный подход неизбежно привел к эффекту «лоскутного одеяла». При массовом производстве ГСР-50 ни редколлегия, ни НРС и его филиалы не могли осуществить единого методического руководства и контроля, да и особого желания не имели. В конце концов региональной секцией Петрокомитета при ВСЕГЕИ было принято определение магматического комплекса как ассоциации пород и слагаемых ими геологических тел, объединяемых по общности петрографического состава и признакам пространственной, временной и структурно-морфологической близости, допускающим формирование всех членов ассоциации в единой геологической обстановке [6, ст. III.1]. В ст. III.2 формулировка более развернутая: «Магматический комплекс – это конкретный парагенезис магматических пород, слагающих геологические тела и их совокупности в пределах определенного геологического пространства (обычно структурно-формационной зоны), обла-

дающие общими особенностями состава, морфологии, строения и соотношения с вмещающей средой. Все члены этой ассоциации близкосинхронны и связаны фазовыми и фациальными отношениями, отражающими динамику единого магматического процесса, что служит признаком общности их образования в определенной геодинамической обстановке в течение ограниченного промежутка времени, соответствующего определенному этапу формирования структурно-формационной зоны» [6, с. 34]. Такое весьма расплывчатое определение не могло остановить комплексотворчества, которое продолжало нарастать, как снежный ком. Более того, оно отразилось в серийных легендах ГСР-200 и ГСР-1000 и приобрело тем самым узаконенный характер. Вот только три примера.

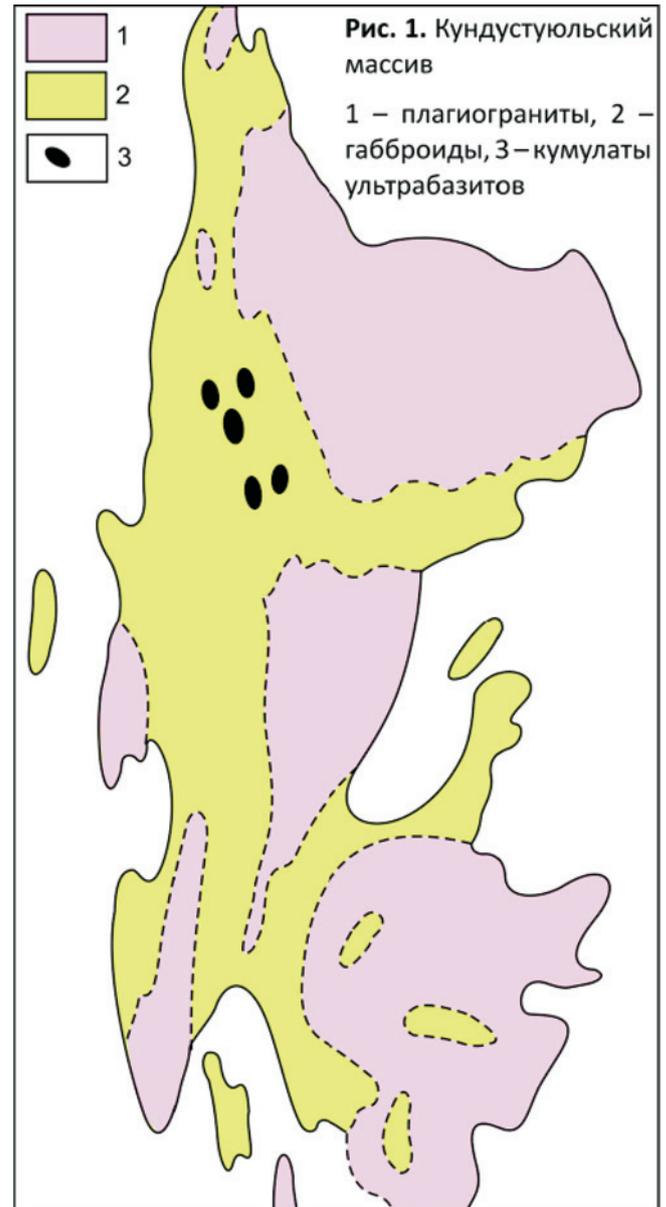
На севере Кузнецкого Алатау небольшой по площади Кундустуюльский массив многие годы служил петротипом габбро-плагиогранитной формации (комплекса) [2], а в легенде ГСР-200 его разделили на три автономных явно невалидных комплекса («комплекс в комплексе»):

- московкинский перидотит-пироксенит-габбровый;
- кундустуюльский габбро-диорит-диабазовый;
- богородский плагиогранитовый (рис. 1) [3].

Вот уж действительно, разум имеет пределы, а глупость беспредельна.

В той же легенде комплексотворчество приобрело невероятный размах применительно к широко распространенным гранитоидам. На Алтае корифеи советской геологии выделяли два близкосовмещенных во времени и пространстве комплекса: змеиногорский меланогранитоидный и калбинский чисто гранитовый. От первого из них в легенде сохранились лишь жалкие реликты, а последний исчез совсем. Зато появилось семь новых мелких невалидных комплексов локального распространения с незакономерными случайными соотношениями, в том числе необъяснимо совмещенными в единых небольших штоках (рис. 2).

Совершенно недостоверная легенда Среднеуральской серии включает 57 интрузивных комплексов и более десятка вулканических [12, с. 38, табл. 3], что вызывает крайнее недоумение. Если поверить авторам легенды, то энергия земных недр предстает как «магматический пулемет», извергающий магму без перерывов: на уровне O_2 – шесть комплексов ультраосновного состава, S_1 – пять комплексов разного состава, C_1 – шесть комплексов габбро-гранитного состава и семь почти исключительно гранитных. В то же время много уровней низкоактивных (1–2 комплекса): R_3 , V , O_3 , S , D_1 , D_2 , D_3 , C_1 , P . Все этому в записке нет объяснений, да, видимо, и быть не может. Повсеместное комплексотворчество при ГСР-50 проходило безответственно, необдуманно, стихийно, индивидуально на каждом листе без корреляции, увязки с соседями и без



методического руководства и контроля ВСЕГЕИ, НРС и других органов.

Последний пример неправомерного комплексотворчества – Магаданский массив. Прежде он целиком относился к охотскому комплексу, а на карте нового поколения по детальному изучению прибрежных обнажений по 10 изолированным участкам на основании резких контактов и пересечений, однозначно принимаемых за акты внедрения магм, выделено пять магматических серий и два автономных комплекса с шестью-семью фазами в каждой [4] (рис. 3). Они размещаются беспорядочно, в форме мелких пятен, не подчиняющихся каким-либо структурно-тектоническим и морфоструктурным закономерностям. В результате получилась необъяснимая, абсурдная мозаичная (лоскутная) картина, механизм образования которой представить невозможно.

Подобные примеры можно приводить бесконечно, поскольку такая проказа комплексотворчества поразила всю геологическую отрасль СССР, и не видно ей конца. Робкие возражения иногда имели

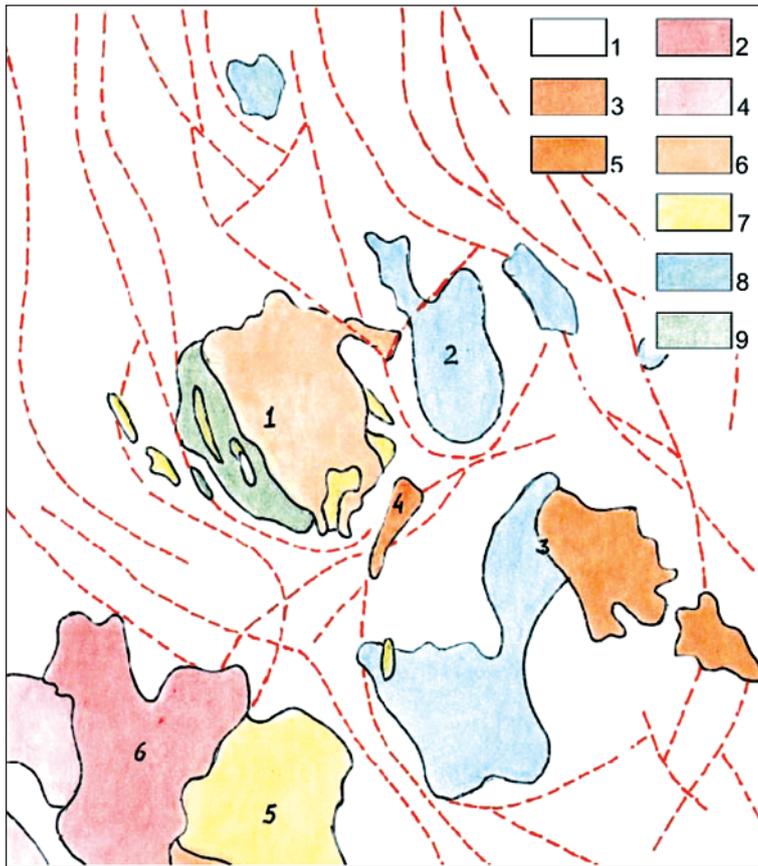


Рис. 2. Схема Топольнинского магматического ареала (Горный Алтай, лист М-45-1)

1 – вмещающие терригенно-вулканогенные отложения О–S–D; 2–9 – интрузивные образования (комплексы): 2 – белокурихинский гранитный Р–Т, 3 – боровлянский гранитный D₃, 4 – устьбеловский гранитный D₃; 5–6 – елиновско-бутачихинский: 5 – рибекитовые граниты, 6 – биотитовые граниты, 7–9 – топольнинской габбро-гранитный D₂: 7 – лейкограниты, 8 – диориты, гранодиориты, 9 – габброиды; цифры на рисунке – массивы: 1 – Бутачихинский, 2 – Топольнинский, 3 – Аскатинский, 4 – Елиновский, 5 – Казандинский, 6 – Шебетинский

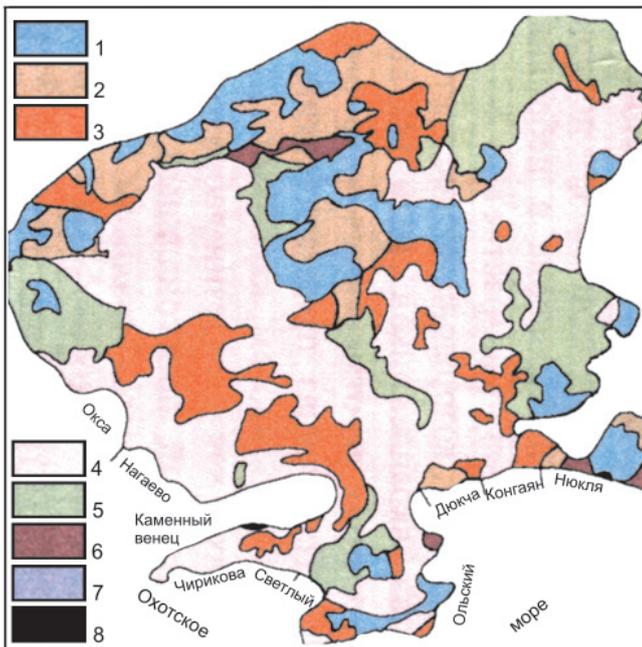


Рис. 3. Схема строения Магаданского батолита и размещение участков детального опорного разреза

1 – осадочно-вулканогенные отложения; 2–8 – серии и комплексы: 2 – дукчинская, 3 – светлинская, 4 – магаданская, 5 – конгалинская, 6 – ольская, 7 – иуклинская, 8 – венцовый

место, но они совершенно не воспринимались. Обстоятельная всесторонняя критика впервые изложена автором в мини-монографии [11] и позже в работах [9, 10, 13]. В сжатом виде она сводится к следующим замечаниям.

1. Резкие контакты между породами, принимаемые за внедрение магмы из очага, – наиболее распространенный дефект выделения комплексов, хотя еще Ю. А. Кузнецов предупреждал, что такие границы возникают чаще всего между фазами в одном многоимпульсном магматическом процессе (в одном комплексе). Но резкие контакты возникают, по Ф. Н. Шахову, и при непрерывно-прерывистой кристаллизации расплава (фазы становления) в связи с периодическим накоплением летучих на фронте кристаллизации и резким их сбросом при декомпрессии [15]. Пример фаз становления плутона приведен на рис. 4. Семь комплексов в Джабыкском массиве невозможны даже по определению, но главное, из-за его внутреннего зонально-конформного строения. Т. А. Осипова не приводит этому никаких объяснений вопреки справедливому утверждению Ю. А. Кузнецова, что сонахождение магматических пород свидетельствует об их сопроисхождении. В нашей интерпретации – это одна многофазная ассоциация, один дифференцированный габбро-гранитный комплекс с преобладанием фаз становления (а не внедрения): серпентиниты (о которых Т. А. Осипова умалчивает) и монцогранитоиды мочагинского и великопетровского типов – это краевая меланократовая фация (начальные члены кристаллизации и дифференциации базальтоидной магмы), гранитоиды джабыкского и ольховского типов – одно и то же (внутренняя область массива с многочисленными фазами становления в моменты остановки кристаллизации), Аятский шток и шток мелкозернистых гранитов

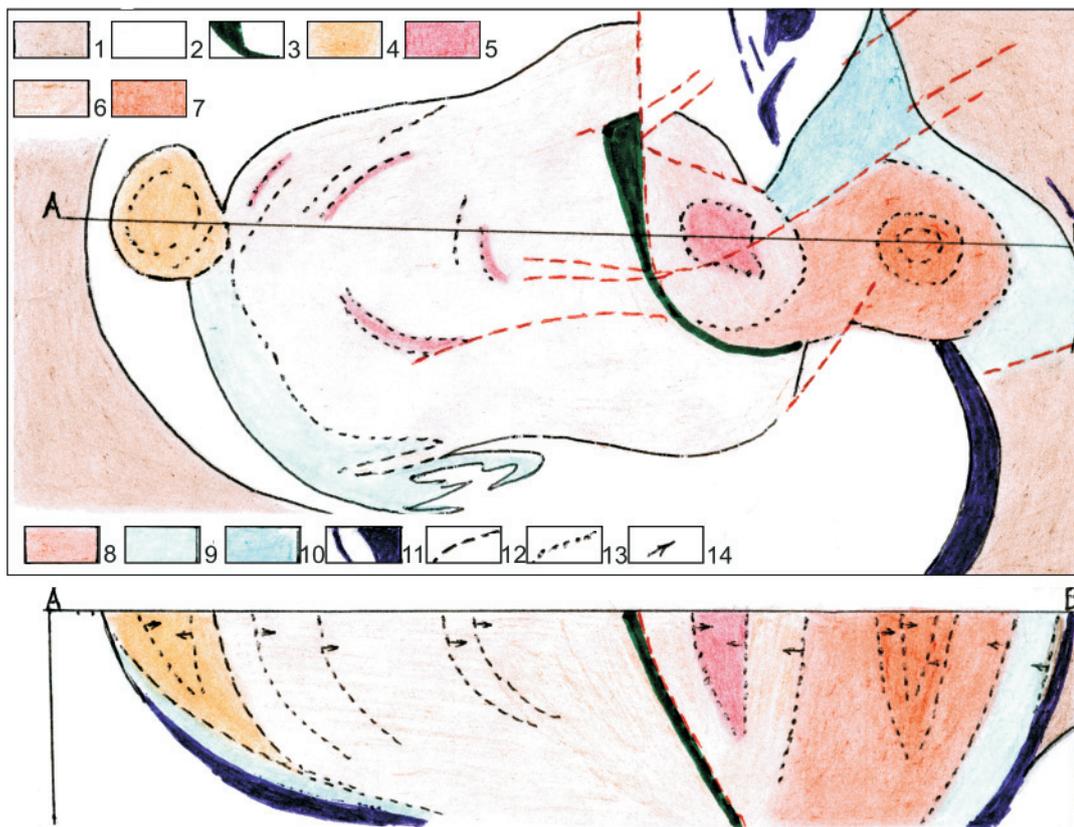


Рис 4. Джабыкский многофазный габбро-гранитный массив (Урал) по Т. А. Осиповой и Г. Б. Ферштатеру [5]

1–2 – вмещающие породы (PZ): 1 – вулканогенно-осадочные, 2 – гнейсы, амфиболиты; 3–10 – комплексы: 3 – кожубеевский малых гранитных тел 2-го этапа, 4 – бродничковский монцонит-граносиенитовый, 5–6 – джабыкский гранитный (граниты: 5 – мелкозернистые (Аятский шток), 6 – крупнозернистые), 7–8 – ольховский (граниты: 7 – мелкозернистые, 8 – крупнозернистые), 9 – мочагинский монцограносиенитовый, 10 – великопетровский тоналит-гранодиоритовый; 11 – серпентиниты; 12–13 – фазы: 12 – внедрения, 13 – становления; 14 – направление движения фронта кристаллизации

в центре ольховских гранитоидов – это инъекции из внутренней области (Бродничковский шток) и из придонной зоны (Кожубаевское трещинное тело), а не фазы внедрения из глубокого очага (как принято считать), тем более не автономные комплексы.

К сожалению, неизбежные остановки кристаллизации силикатных расплавов с участием летучих компонентов еще не осознаны не только производственниками, но и учеными-геологами. Поэтому в Петрографическом кодексе нет ни слова о разной сущности резких границ.

2. *Вещественная общность пород* магматического комплекса как производных одной магмы прежде считалась очевидной. Но из-за широкой дифференциации расплава, в особенности ликвации, упрощенное представление о родстве составов уже неприемлемо, и в кодексе под родством понимается направленное изменение состава – закономерный тренд. Однако в практике геокартирования это обстоятельство не учитывается и вариации петро-геохимического состава часто служат поводом для выделения отдельных комплексов. Чаще всего в этом плане используется щелочность, но порой и другие подвижные компоненты. Высокая мигра-

ционная способность щелочей в зависимости от РТ-условий позволяет использовать их в изучении зональности, но не формационного расчленения. Этот вопрос детально рассмотрен в работах [11, с. 14–17; 9, с. 25–28].

3. *Геологический возраст* – важная характеристика магматического комплекса, и разновозрастные породы, естественно, обособляются в самостоятельные комплексы. Когда это обеспечено надежным фактическим материалом, дискуссий не возникает. Помимо активных и пассивных контактов с фаунистически датированными отложениями, интерес представляют конгломераты с галькой магматических пород, которым пока не придают значения [14]. Еще одним неиспользуемым фактором являются перерывы в стратиграфической колонке. Дело в том, что в период тектоно-магматической активизации в регионе не происходит осадкообразования и такие резко выраженные региональные перерывы надежно датируют магматические комплексы, но при локальном породном геокартировании это не учитывается.

А изотопное датирование, напротив, вошло в моду, служит мерилем «новшества». К тому же



«весьма упрощает» процесс картирования, снимает трудности в познании геологической истории. Не надо собирать доказательства (это ведь не так просто), ломать голову – отобрал энное количество проб, получил радиологические датировки и, не задумываясь об их достоверности (как не верить высокоточным данным авторитетных современных лабораторий!), сотворил «кучу» комплексов, перекинул историю развития – а там пусть и не рассветает [1]. К примеру, С. Н. Руднев на ограниченном участке Каахемского плутона (Тува) по семи пробам получил дискордантные датировки в интервале 450–560 млн лет и, безоговорочно принимая их за возраст пород, выделил семь автономных гранитоидных комплексов, ни один из которых не удовлетворяет требованиям Петрографического кодекса.

В 2006 г. в Западно-Сибирском петросовете состоялось специальное совещание по достоверности радиологического датирования. Были продемонстрированы многочисленные дефекты (порой вопиющие) изотопных данных, предложено сосредоточить внимание на научно-методологической стороне изотопных исследований, используя надежные геологические полигоны [8]. Однако мода на изотопное датирование не проходит, как и не убывает слепая вера в его достоверность. Критически взвешивая противоречия между геологическими и изотопными определениями возраста магматических пород, трудно сказать, чего больше от радиологии – пользы или вреда. С. С. Долгушин считает, что ей при жизни нужно поставить шнобелевский памятник (личное высказывание).

4. *Комагматичность вулканических и плутонических комплексов* после основополагающих работ Е. К. Устиева получила всеобщее признание, и чуть ли не для каждой вулканогенной свиты стали выделять комагматичный интрузивный комплекс. Это неправомерно. Вулканический процесс, безусловно, многократный, и каждый импульс четко фиксируется в разрезе как фаза, стадия, и только вся их совокупность образует вулканический комплекс. Плутонический комагмат формируется после завершения вулканического процесса (на стадии отмирания последнего) и соответствует полному объему вулканогенной толщи, а отдельные ее горизонты (импульсы) интрузивного комагмата иметь не могут.

5. «Море» гранитоидов на поверхности всех континентов (90 % интрузивных пород по подсчетам) породило общепризнанное мнение о существовании *первичной гранитной магмы* и, соответственно, о множестве гранитоидных комплексов (и формаций). Согласно экспериментам Х. Винклера и Х. Платена, гранитная магма образуется в нижней части коры в процессе ультраметаморфизма, невзирая на явные для таких представлений непреодолимые противоречия, подробно изложенные в [9–11], а именно:

- Если бы гранитная магма рождалась в результате ультраметаморфизма, то крупные плуто-

ны должны были размещаться преимущественно в гранито-гнейсовых куполах, чего в природе нет. При ультраметаморфизме выплавляются мелкие гнезда, линзы, жилы, штокверки мигматитов, которые не могут быть источником плутонов на гипабиссальном уровне.

- В силу малых объемов, низкой температуры и узкого интервала кристаллизации, очень высокой вязкости анатектические выплавки не могут внедряться на гипабиссальный уровень и быть источником плутонов.

- Палингенная природа гранитов исключает комагматичность их риодацитам – дифференциатам базальтовой магмы в вулканической камере, т. е. противоречит общепризнанному принципу комагматичности.

- Состав мигматитовых выплавок отвечает контекстке и не может объяснить широкого разнообразия пород в гранитоидных плутонах и их рудоносности.

- С позиций анатектического гранитообразования невозможно объяснить происхождение даек средне-основного состава, сложных даек, лампрофиров (дайки 2-го этапа), которые, несомненно, связаны с гранитоидными плутонами.

- Серьезный урон палингенезу нанесли изотопные исследования, по которым все больше данных в пользу мантийного происхождения гранитов.

Но самым веским аргументом в пользу этого послужило *глубинное строение плутонов*. Благодаря разработанной О. Г. Садуром (СНИИГиМС) программе глубинного геолого-геофизического моделирования установлено, что они представляют собой относительно маломощные межформационные горизонтально расслоенные лополиты, верхнюю часть которых слагают гранитоиды, а большую нижнюю – меланократовые породы с нарастающей книзу основностью (рис. 5). Структурно-морфологические отношения между ними всегда конформные с гомодромной центробежной последовательностью. У гранитоидов нет подводящих корней, и, значит, они не внедрялись, а образовались как низкотемпературные продукты внутрикамерной дифференциации основной магмы. Из этого следует, что первичной гранитной магмы нет и нет того множества гранитоидных комплексов, формаций, которые перечислены в приложении к Петрографическому кодексу.

Приведенные противоречия и заблуждения стали возможными и по той причине, что картирование и изучение магматических образований проводилось локально (в пределах площади листа), на породном уровне, субъективно, изолированно от смежных территорий, когда фактор связи магматизма с тектоникой должным образом не учитывается. Да и в кодексе этому не уделяется серьезного внимания: роль тектоники ограничивается лишь указанием, что комплексы размещаются (и выделяются) в пределах структурно-формационных зон, а тесные

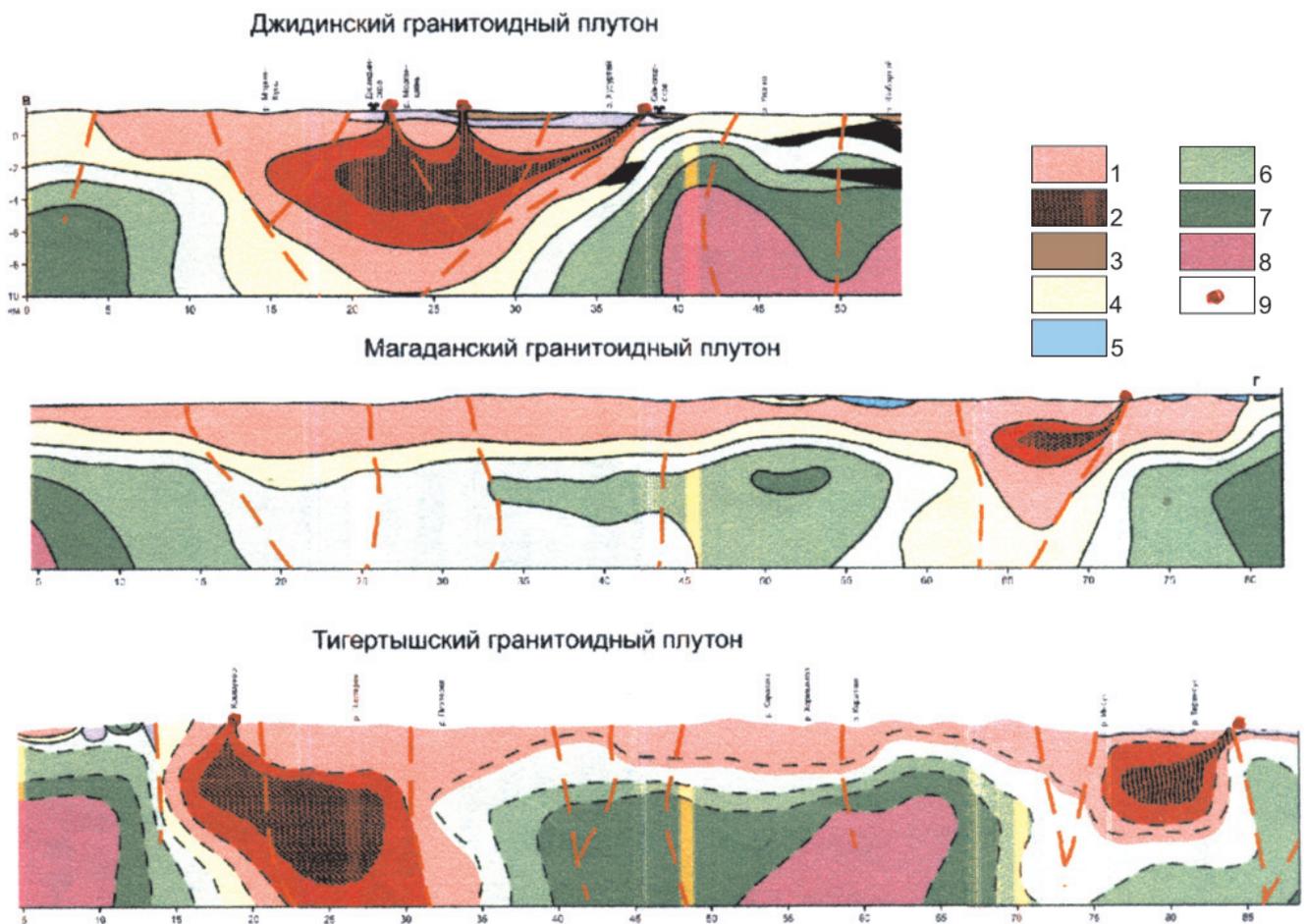


Рис 5. Типовое глубинное строение гранитоидных плутонов

1 – лейкограниты; 2 – аномально низкоплотные граниты; 3 – граниты; 4 – гранодиориты; 5 – диориты; 6 – габбро; 7 – пикрогаббро; 8 – ультрабазиты; 9 – выходы апофиз лейкогранитов

неразрывные причинно-следственные связи между ними, взаимообусловленность, взаимоконтроль, соизмеримость не оговариваются. Иначе говоря, генетическая взаимосвязь тектоники и магматизма в рамках единого тектоно-магматического процесса в кодексе отсутствует. В нем не подчеркнута и то, что магматизма без тектоники не бывает. Тектоника обуславливает зарождение очага мантийной магмы, а магма, внедряясь по разлому, разрабатывает и расширяет его.

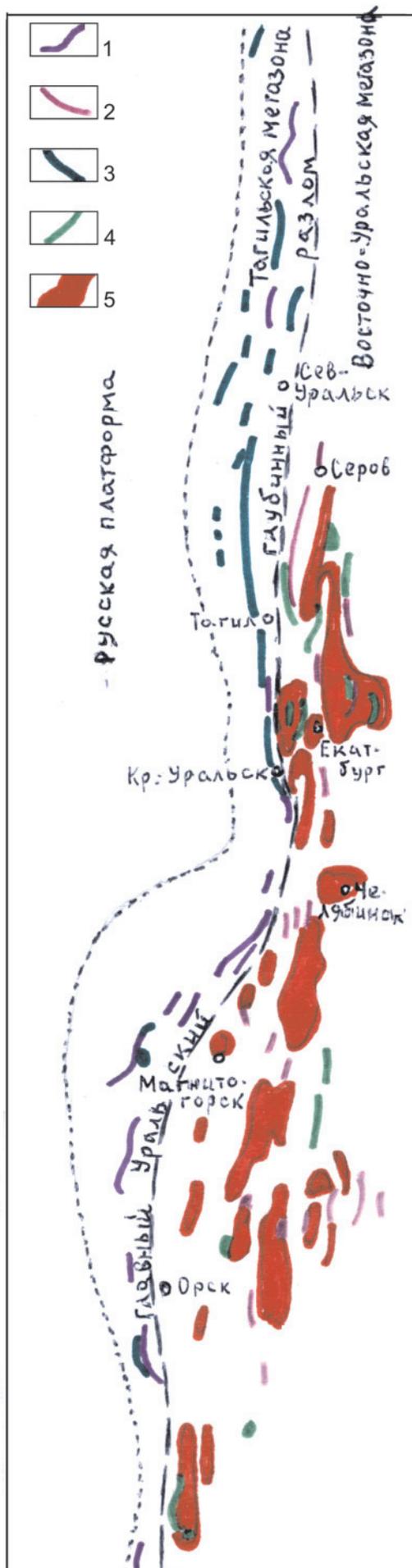
Такая их взаимосвязь со всей очевидностью проявляется на регионально-глобальном уровне по крупным территориям в соответствии с правилом: большое видится на расстоянии.

Наиболее информативным в этом отношении является Уральский регион, в котором издавна выделяются принципиально различные Тагильская мезаона вдоль Главного Уральского глубинного разлома и Восточно-Уральская мезаона между Главным разломом и Западно-Сибирской плитой (рис. 6).

Тагильская мезаона – это система узких крутокрылых напряженных линейных складок и прорывающих их субсогласных трещинных интрузий основного–ультраосновного состава. Эта генетически единая тектоно-магматическая система, об-

условленная сверхглубинным Уральским разломом, непрерывно прослеживается на всю длину Урала (более 1000 км). В составе магматических тел преобладают (90 %) апогартцбургитовые серпентиниты, переходящие на глубине в первичные дуниты и перидотиты. Им сопутствуют очень мелкие тела габбро, диоритов и плагиогранитов (их невозможно показать на карте), которые, несомненно, являются дифференциатами ультраосновной магмы. Однако в легенде Среднеуральской серии (в частности, на листе 0-41-XII) эту единую альпинотипную формацию ошибочно (непродуманно) разделили на три невалидных комплекса: серовский дунит-гартцбургитовый (O_{1-2}), устьейский верлит-пироксенит-габбровый (O_{2-3}) и левинский плагиогранитовый (S_1) [10, 12]. Неправомерность такого комплексотворчества видна даже при простом взгляде на рис. 6: одна магмоконтролирующая структура для всех комплексов говорит об их принадлежности к одному магматическому процессу (одному комплексу), исходной для которого была ультраосновная магма при полном плавлении мантийного субстрата.

В смежной Восточно-Уральской мезаоне характер структур и магматизма совершенно иной. Во вмещающих толщах преобладают широкие бра-



хиформные и интрузивно-купольные антиклинали, разделенные узкими синклиналиными складками. В них размещаются конформные изометричные, порой кольцевые гранитоидные массивы с участием в подчиненном значении габброидов и серпентинитов. И морфология их тел отнюдь не линейная по разломам (как в Тагильской мегазоне), а неправильно-изометричная в периферии гранитоидов или послойно-лентовидная согласно пликативным структурам. Серпентиниты и габброиды составляют с гранитоидами одну последовательно дифференцированную ассоциацию – это ранние члены кристаллизации первичной базальтоидной магмы. Тем не менее в легенде Среднеуральской серии ее разделили на девять мелких явно невалидных подразделений.

Самая вопиющая ситуация касается серпентинитов. Только по вещественному, петрографическому составу их отнесли к серовскому комплексу – тому же, что и в Тагильской зоне. Это даже с формальной стороны неправомерно. В соответствии с Петрографическим кодексом комплексы выделяются по структурно-формационным зонам (это их тектоническая позиция), а значит, один и тот же комплекс не может фигурировать в разных зонах. А по существу ультрабазиты Восточно-Уральской мегазоны – совсем другие ультрабазиты: они не образуют крупных автономных тел, составляющих протяженные пояса, а спорадически сопутствуют гранитоидам в виде мелких приконтактовых фаз и фаций, как ранние кристаллизаты обыкновенной базитовой (а не ультраосновной) магмы [7, 9].

Гетерогенность ультрабазитов Тагильской и Восточно-Уральской мегазон наглядно проявляется в поперечном глубинном разрезе (рис. 7). Первые представлены мощным крутопадающим телом в пределах Главного Уральского разлома (типичные альпинотипные гипербазиты), а вторые – это небольшие изолированные участки (фации) в огромном горизонтально-расслоенном габбро-гранитном плутоне.

То же в значительной мере касается и габброидов Тагильской и Восточно-Уральской мегазон: первые ассоциируют с альпинотипными гипербазитами в составе офиолитовой формации глубинных разломов, а вторые – с орогенными гранитоидами габбро-гранитной формации подвижных складчатых зон. Иначе говоря, две совершенно разные тектонические структуры контролируют соответственно разный по типу, составу, строению, эволюции магматизм. Но в каждой из них магматизм однородный, одного формационного типа на всем их протяжении. Очевидна соизмеримость масштабов тектоники и магматизма, чего в настоящее время при геокартировании не соблюдается. Напротив, масса

Рис. 6. Тектоно-магматические пояса Урала (Тагильский и Восточно-Уральский)

Ультраосновные породы: 1 – альпинотипной формации, 2 – в составе габбро-гранитной формации; габброиды: 3 – альпинотипной формации, 4 – в составе габбро-гранитной формации; 5 – гранитоидные породы габбро-гранитной формации



Рис. 7. Модельный глубинный поперечный разрез в районе Салдинского плутона (Средний Урал)

1 – граниты; 2 – гранодиориты; 3 – монцодиориты; 4 – диориты; 5 – габбро; 6 – меланогаббро (пикрогаббро); 7 – базальтоидные ультрабазиты; 8 – альпинотипные ультрабазиты

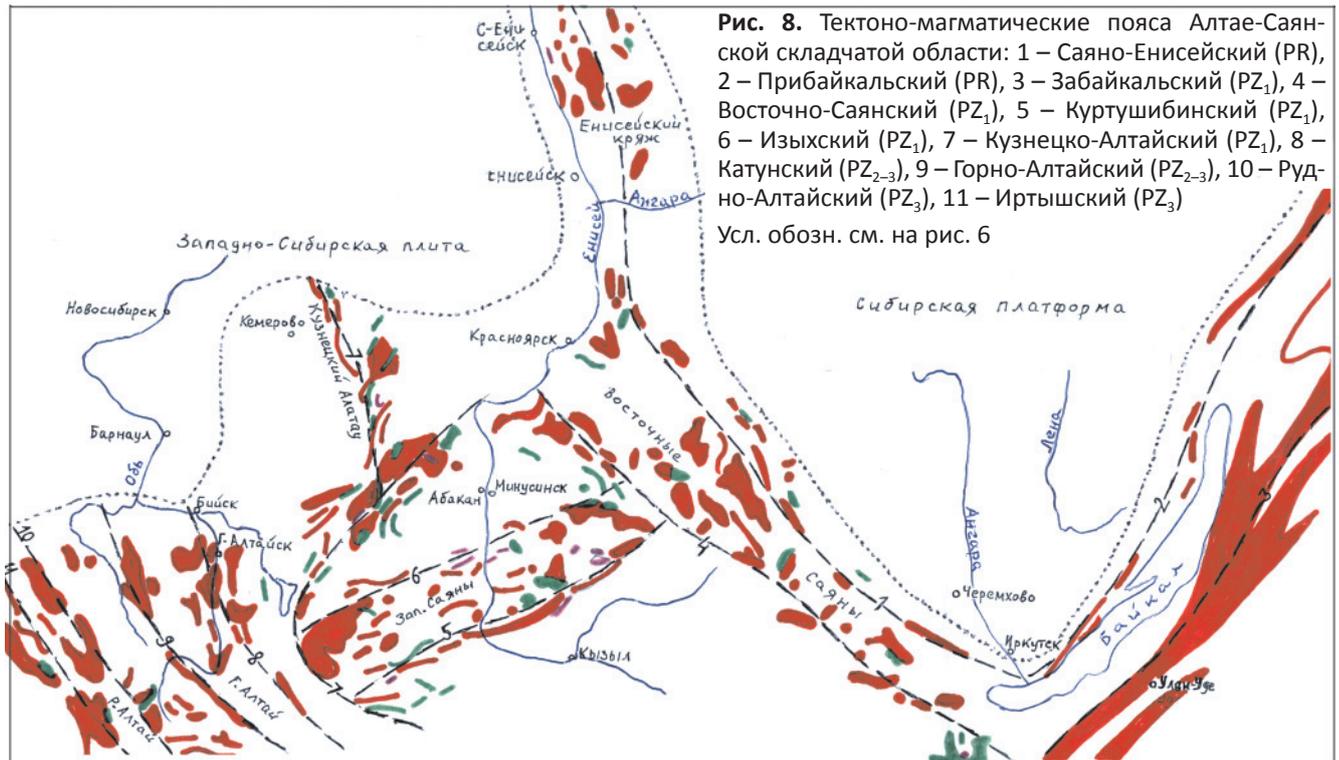


Рис. 8. Тектоно-магматические пояса Алтае-Саянской складчатой области: 1 – Саяно-Енисейский (PR), 2 – Прибайкальский (PR), 3 – Забайкальский (PZ₁), 4 – Восточно-Саянский (PZ₁), 5 – Куртушибинский (PZ₁), 6 – Изыхский (PZ₁), 7 – Кузнецко-Алтайский (PZ₁), 8 – Катунский (PZ₂₋₃), 9 – Горно-Алтайский (PZ₂₋₃), 10 – Рудно-Алтайский (PZ₃), 11 – Иртышский (PZ₃)
Усл. обозн. см. на рис. 6

мелких узкопородных комплексов, порожденных комплексотворчеством, противоречит региональному масштабу тектоно-магматических поясов.

Второй пример (в Алтае-Саянской области) характеризует размещение тектоно-магматических поясов в складчато-глыбовых структурах. В отличие от протяженных субмеридиональных линейных структур Урала Алтае-Саянская область разбита разломами северо-западного и северо-восточного простирания на серию крупных и мелких блоков. Поэтому и протяженность тектоно-магматических поясов более ограниченная (рис. 8). Наиболее протяженные Саяно-Енисейский и Прибайкальский пояса прилегают к Сибирской платформе и контролируют докембрийский магматизм, а далее на юго-запад и юго-восток размещаются все более молодые параллельные и поперечные палеозойские пояса. Но поскольку их складчато-блоковая природа не меняется, сохраняется и характер магматизма, преимущественно гранитоидного. Габброиды играют заметную роль в раннепалеозойских поясах и совсем малую – в докембрийских и позднепалеозой-

ских, а ультрабазиты присутствуют только на ограниченных отрезках южного и северного фасов Западных Саян (Куртушибинский и Изыхский пояса). На огромной территории АССО нет сосредоточенного развития альпинотипного базит-ультрабазитового магматизма, подобного серовскому комплексу Тагильской мегазоны. Габброиды и ультрабазиты сопровождают массовый гранитоидный магматизм, аналогичный Восточно-Уральской мегазоне. Очевидно, и природа его та же. Это многофазные дифференцированные (расслоенные) габбро-гранитные комплексы на основе первичной нормально-базитовой эвтектоидной магмы [9, 11].

Третий пример по Дальнему Востоку демонстрирует аналогичное строение тектоно-магматических поясов мезозойского возраста. Здесь хорошо видна приуроченность к ним и вулканических комплексов, комагматичных габбро-гранитным (рис. 9).

Выводы

1. Тектоника и магматизм тесно взаимосвязаны. Трудно оценить, что первично: тектоника, по-



Рис. 9. Тектоно-магматические пояса Дальнего Востока (1 – Приморский, 2 – Сихотэ-Алиньский)

1 – сохранившиеся от эрозии вулканические породы (базальты, андезиты, риодациты) МЗ; остальные усл. обозн. см. на рис. 6

нижая давление, стимулирует магмообразование, а магма разрабатывает тектоническую структуру, расширяя ее вверх и в длину. Под влиянием огромной внутренней энергии (за счет перепада давления в очаге и на уровне становления) магма деформирует вмещающие породы в интрузивно-купольные структуры, расслаивает стратифицированные отложения и, используя их, образует локальные надкамерные интрузивно-купольные тела и многослойные тела центрального типа.

2. Их взаимосвязь отражается едиными тектоно-магматическими (точнее, тектоно-вулканоплутоническими) поясами. Магматизм должен быть соизмерим по масштабу с тектоникой. Мелкой магмоконтролирующей тектоники нет, поэтому мелких комплексов, комплексов малых интрузий, экзотических комплексов, «комплексов в комплексе» быть не может. Все массивы в пределах тектонической зоны и все слагающие их породы (от ультрабазитов до лейкогранитов), а также дайки разного состава, в том числе лампрофиры, должны входить в единый тектоно-магматический комплекс.

3. «Море» гранитов в складчатых областях не могло образоваться палингенным способом в условиях ультраметаморфизма. Гранитоиды представляют собой внутрикамерные производные первичной базитовой магмы. Искаженное представление о резком преобладании гранитов над габбро обусловлено тем, что подавляющая часть последних находится под гранитами – скрыта от нас. Первичной гранитной магмы не существует, поэтому нет чисто гранитоидных комплексов. Все комплексы габбро-гранитные с вариациями кислотности, основности, щелочности и т. д.

4. В зависимости от глубины и масштабов плавления мантии возникают или альпинотипные офиолитовые ассоциации (редкое явление полного плавления), или габбро-гранитные комплексы (обычное выплавление базальтовой эвтектики). Соответственно, необходимо различать ультрабазиты, габброиды и гранитоиды того и другого типов.

5. В свете изложенных данных необходимо критически пересмотреть петрологическую парадигму региональной геологии, соответствующие положения Петрографического кодекса, легенд и карт.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жуланова И. Л., Русакова Т. Б., Котляр И. Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. – М.: Наука, 2007. – 358 с.
2. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 385 с.
3. Легенда Алтайской серии Государственной геологической карты м-ба 1:200 000 (2-е изд.). Объяснительная записка / под ред. С. П. Шокальского. – Новокузнецк, 1999. – 136 с.
4. Магаданский батолит: строение, состав, условия образования / Н. В. Андреева, А. П. Поно-



марева, Э. П. Изох и др. – Магадан: СВКНИИ, 1999. – 264 с.

5. **Осипова Т. А.** Петрология Дзхабыкского ареала орогенного гранитоидного магматизма: автореф. дис. ... к. г.-м. н. – Екатеринбург, 1992. – 25 с.

6. **Петрографический** кодекс (магматические и метаморфические образования). – СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. – 128 с.

7. **Хомичев В. Л.** Гипербазиты – пикробазиты и хромитовое оруденение // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2019. – № 3(38). – С. 94–105.

8. **Хомичев В. Л.** О достоверности радиологического датирования (протокол рабочего совещания) // Отечественная геология. – 2007. – № 2. – С. 101–103.

9. **Хомичев В. Л.** Петрологическая основа гранитоидных рудно-магматических систем. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2016. – 286 с.

10. **Хомичев В. Л.** Плутоны – дайки – оруденение. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 264 с.

11. **Хомичев В. Л.** Проблема валидности магматических комплексов. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. – 80 с.

12. **Хомичев В. Л.** Рудно-магматическая система месторождений золота. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2019. – 340 с.

13. **Хомичев В. Л., Егорова Н. Е.** Дефекты магмо-формационного анализа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2020. – (В печати).

14. **Хомичев В. Л., Качевский Л. К., Смагин А. Н.** Каталог конгломератов с галькой магматических пород Саяно-Енисейской провинции. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. – 152 с.

15. **Шахов Ф. Н.** О происхождении гранитных магм и рудных месторождений // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 142–149.

REFERENCES

1. Zhulanova I.L., Rusakova T.B., Kotlyar I.N. *Geochronologiya i geokhronometriya endogennykh sobytij v mezozoiskoy istorii Severo-Vostoka Azii* [Geochronology and geochronometry of endogenous events in the Mesozoic history of northeastern Asia]. Moscow, Nauka Publ., 2007. 358 p. (In Russ.).

2. Kuznetsov Yu.A. *Glavnye tipy magmaticheskikh formatsiy* [Main types of magmatic formations]. Moscow, Nedra Publ., 1964. 378 p. (In Russ.).

3. Shokalsky S.P., ed. *Legenda Altayskoy serii Gosudarstvennoy geologicheskoy karty masshtaba 1:200 000 (vtoroye izd.) Obyasnitelnaya zapiska* [Explanatory text of the Altay series of the State Geological map with

a scale of 1:200 000 (second edition). Explanatory note]. Novokuznetsk, 1999. 136 p. (In Russ.).

4. Andreeva N.V., Ponomareva A.P., Izokh E.P., et al. *Magadanskiy batolit: stroenoe, sostav, usloviya obrazovaniya* [Magadan batholit: structure, composition, conditions of formation]. Magadan, 1999. 264 p. (In Russ.).

5. Osipova T.A. *Petrologiya Dzhabykского areala orogennogo granitoidnogo magmatizma. Avtoref. dis. ... k.g-m.n.* [Petrology of the Dzhabyk geographical range of orogenic granitoid magmatism. Author's abstract of PhD thesis]. Ekaterinburg, 1992. 25 p. (In Russ.).

6. *Petrograficheskiy kodeks (magmaticheskie i metamorficheskie obrazovaniya)* [Petrographic code (magmatic and metamorphic rock-assemblages)]. Saint-Petersburg, VSEGEI Publ., 1995. 128 p. (In Russ.).

7. Khomichev V.L. [Hyperbasites-picrobasites and chromite mineralization]. *Geologiya i mineralno-syryevye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2019, no. 4(39), pp. 94–105. (In Russ.).

8. Khomichev V.L. [On certainty of radioactive age determination (minutes of Working Meeting)]. *Otechestvennaya geologiya*, 2007, no. 2, pp. 101–103. (In Russ.).

9. Khomichev V.L. *Petrologicheskaya osnova granitoidnykh rudno-magmaticheskikh system* [Petrological foundation for granitoid ore-magmatic systems]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2016. 286 p. (In Russ.).

10. Khomichev V.L. *Plutony – dayki – orudnenie* [Plutons – dikes – mineralization]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2010. 264 p. (In Russ.).

11. Khomichev V.L. *Problema validnosti magmaticheskikh kompleksov* [Validity problem of magmatic complexes]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2002, 80 p. (In Russ.).

12. Khomichev V.L. *Rudno-magmaticheskaya sistema mestorozhdeniy zolota* [Ore-magmatic system of gold deposits]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2019. 340 p. (In Russ.).

13. Khomichev V.L., Yegorova N.E. [Defects of magma-formation analysis]. *Geologiya i mineralno-syryevye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2020 (In print). (In Russ.).

14. Khomichev V.L., Kachevskiy L.K., Smagin A.N. *Katalog konglomeratov s galkoy magmaticheskikh porod Sayano-Eniseyskoy provintsii* [Catalogue of conglomerates with pebbles of magmatic rocks of the Sayan-Yenisey Province]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2002. 152 p. (In Russ.).

15. Shakhov F.N. [On the origin of granitic magmas and ore deposits]. *Magmatizm i svyaz s nim poleznykh iskopaemykh* [Magmatism and its connection with minerals]. Moscow, AS USSR Publ., 1960, pp. 142–149. (In Russ.).

© В. Л. Хомичев, Н. Е. Егорова, 2020



СИЛУРИЙСКИЙ РИФ ЛЕДЯНСКОГО ПОДНЯТИЯ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ РЕЗЕРВУАР УГЛЕВОДОРОДОВ НА СЕВЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

И. В. Вараксина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Приведены результаты литологического изучения силурийских отложений, вскрытых скважинами в пределах Ледянского поднятия на севере Сибирской платформы. Установлено, что в раннесилурийское время на рассматриваемой территории сформировалась крупная органогенная постройка, соответствующая типичным силурийским рифам стабильного шельфа, стадия образования каркаса которой приурочена к венлоку. В позднем силуре на фоне развития регрессии рифовые образования были перекрыты лагунно-себховыми глинисто-эвапоритовыми отложениями. Показано, что неоднородность строения разреза отразилась на распределении коллекторских свойств. Высокая первичная пористость рифового каркаса способствовала развитию процессов растворения, стилолитизации, трещиноватости и формированию высокочемкого резервуара. Сочетание различных видов пустот обусловило развитие коллектора сложного типа. В качестве флюидоупора выступают соленосно-сульфатные породы верхнего силура – нижнего девона. Вопрос перспектив нефтегазоносности силурийских рифогенных отложений особо актуален ввиду массового развития органогенных построек в венлокское время на Сибирской платформе.

Ключевые слова: Сибирская платформа, силур, риф, карбонатные породы, обстановки осадко-накопления, коллектор.

SILURIAN REEF OF THE LEDYANSK UPLIFT AS A POTENTIAL RESERVOIR OF HYDROCARBONS IN THE NORTH OF THE SIBERIAN PLATFORM

I. V. Varaksina

A. A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

The results of the lithological study of the Silurian sediments drilled in by wells within the Ledyansk uplift in the north of the Siberian platform are presented. It is found that in the early Silurian time on the territory under consideration a large organogenic buildup corresponding to typical Silurian reefs of a stable shelf was formed, the formation stage of its framework was confined to Wenlock. In Late Silurian, against the background of regression, the reef formations were overlain by lagoon-sebkha clayey-evaporite deposits. It is shown that the heterogeneity of the section affected the distribution of reservoir properties. The high primary porosity of the reef framework contributed to the processes of dissolution, stylolization, fracturing and formation of a high-capacity reservoir. The combination of various voids led to the development of a complex reservoir. The saline-sulfate rocks of the Upper Silurian – Lower Devonian act as a seal. The question of the prospects for the oil and gas potential of the Silurian reef deposits is of particular relevance in view of the wholesale development of organogenic buildups on the Siberian platform in the Wenlock time.

Keywords: Siberian platform, Silurian, reef, carbonate rocks, sedimentary environments, reservoir.

DOI 10.20403/2078-0575-2020-3-13-22

Одним из главных направлений в энергетической стратегии России является освоение нефтегазовых ресурсов Восточной Сибири. Однако, несмотря на доказанный высокий углеводородный потенциал этого региона, степень разведанности запасов на Сибирской платформе остается крайне низкой. Наиболее слабой геолого-геофизической изученностью характеризуется ее северная часть, ресурсные возможности которой в течение длительного периода оценивались негативно. Тем не менее на сегодняшний день имеются данные, на основе которых многие исследователи стали рассматривать северные территории как весьма перспективные на поиски залежей углеводородов [1, 2, 9 и др.]. Существенный вклад в подтверждение этих перспектив

внесли результаты бурения на Ледянской площади, где впервые были установлены прямые и косвенные признаки продуктивности в рифей-палеозойском разрезе [8, 9]. Одним из потенциально нефтегазоносных интервалов оказался силур, в органогенных доломитах которого были выявлены водоносные горизонты, а многочисленные каверны и трещины насыщены темно-коричневой нефтью, черной мальтой и битумом. Исследования показали, что все нефтепроявления приурочены к крупной рифогенной постройке. В связи с тем что на Сибирской платформе уже открыты промышленные залежи углеводородов в рифовых комплексах кембрия, выявление новых резервуаров этого типа в палеозойских отложениях представляется актуальной задачей.

Геологическая позиция района исследований и некоторые вопросы стратиграфии

Изученные разрезы расположены на Ледянском куполовидном поднятии [15], которое занимает центральную часть базальтового выступа плато Путорана на западном склоне Анабарской антеклизы (рис. 1). В результате поисково-разведочных работ здесь на субмеридиональном профиле были пробурены две колонковые (Ледянские 2 и 3) и одна параметрическая (Ледянская 358) скважины (см. рис. 1).

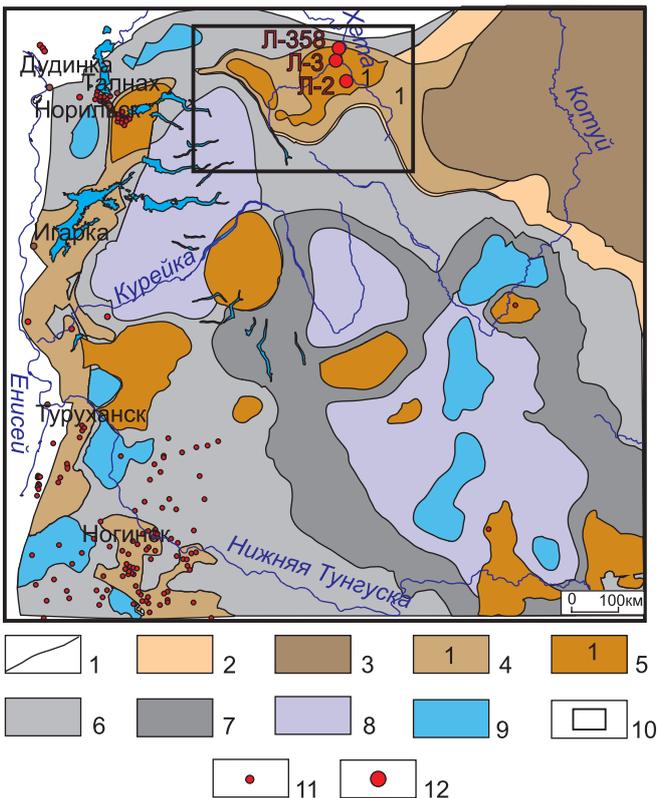


Рис. 1. Фрагмент тектонической карты венд-нижнепалеозойского структурного яруса Сибирской платформы [15]

1 – границы тектонических элементов; 2–5 – положительные структуры: 2 – надпорядковые (Анабарская антеклиза), 3 – 0 порядка (Анабарский мегасвод), 4 – I порядка (1 – Путоранский выступ), 5 – II порядка (1 – Ледянское куполовидное поднятие); 6–9 – отрицательные структуры: 6 – надпорядковые (Курейская синеклиза), 7 – 0 порядка (Туринская мегавпадина), 8 – I порядка, 9 – II порядка; 10 – район исследований; 11–12 – скважины, пробуренные: 11 – на обозначенной территории, 12 – на Ледянском поднятии

В настоящее время есть два варианта стратиграфического расчленения силурийских отложений, вскрытых этими скважинами.

Согласно схеме, разработанной Ю. И. Тесаковым и др. [13, 14], рассматриваемая территория относится к Ледянскому фациальному району; за стратотип принят разрез Ледянской скв. 3 (скв. Л-3), в котором выделено пять свит. Существенный недостаток схемы заключается в том, что она базируется

исключительно на керновом материале, без анализа каротажа, хотя в качестве стратотипической взята колонковая скважина с неполным отбором керна.

В схеме, предложенной специалистами из СНИИГГиМС (Н. В. Мельниковым, Т. В. Лопушинской, Т. А. Дивиной и др.), Ледянское поднятие приурочено к Ледянской литолого-фациальной зоне Мойеронского района, а за стратотип принят разрез Ледянской скв. 358 (скв. Л-358), расчлененный на шесть свит [5]. Этот вариант представляется наиболее убедительным, поскольку разработан специалистами, непосредственно изучавшими данные разрезы и при стратификации учитывавшими не только результаты анализа керна, но и весь комплекс каротажных исследований (ГИС) [9]. В данной работе при расчленении и корреляции разрезов Ледянского поднятия за основу взята схема Н. В. Мельникова и др. [5, 9], в соответствии с которой нижнесилурийские отложения подразделены на мойероканскую, хаастырскую, агидийскую и хакомскую свиты, а в составе верхнего силура выделены янгандинская и холюханская свиты (рис. 2).

Однако положение верхней границы силура в предложенном варианте представляется недостаточно обоснованным. Граница между силуром и девонем на севере Сибирской платформы согласная [11, 14]. Литологически она выражена нечетко, поскольку наблюдается постепенное возрастание роли сульфатов при переходе от силурийских отложений к девонским. Очевидно, что без палеонтологических данных ее установление трудно. Этот рубеж удалось зафиксировать в южном разрезе (скв. Л-2) на глубине 586,3 м по находке девонских табулят *Tiverina vermiculata* Sok. et Tes. (см. рис. 2), ниже которых были обнаружены конодонты, характерные для силура [5, 14]. Анализ каротажных диаграмм и литологического состава позволил достаточно надежно провести верхнюю границу силура в остальных разрезах, где не удалось получить достоверных данных по фауне. В результате расчленения и корреляции возникло противоречие. В схеме Т. А. Дивиной и др. [8] граница, выявленная в разрезе скв. Л-2, соответствует подошве холюханской свиты, завершающей силурийский разрез. Учитывая палеонтологические определения, а также сходство литологического состава и каротажной характеристики холюханской свиты с хребтовской свитой девона Норильского района [5], можно сделать вывод о неправомерности отнесения этой части разреза к силуру, тем более что сами исследователи, описавшие первыми эти разрезы, считали наличие данной свиты в указанном интервале предположительным [8]. В соответствии с этим отложения, которые относились к холюханской свите, должны сопоставляться с низами лохковского яруса девона, и тогда встает вопрос о выделении холюханской свиты в силурийском разрезе исследуемого

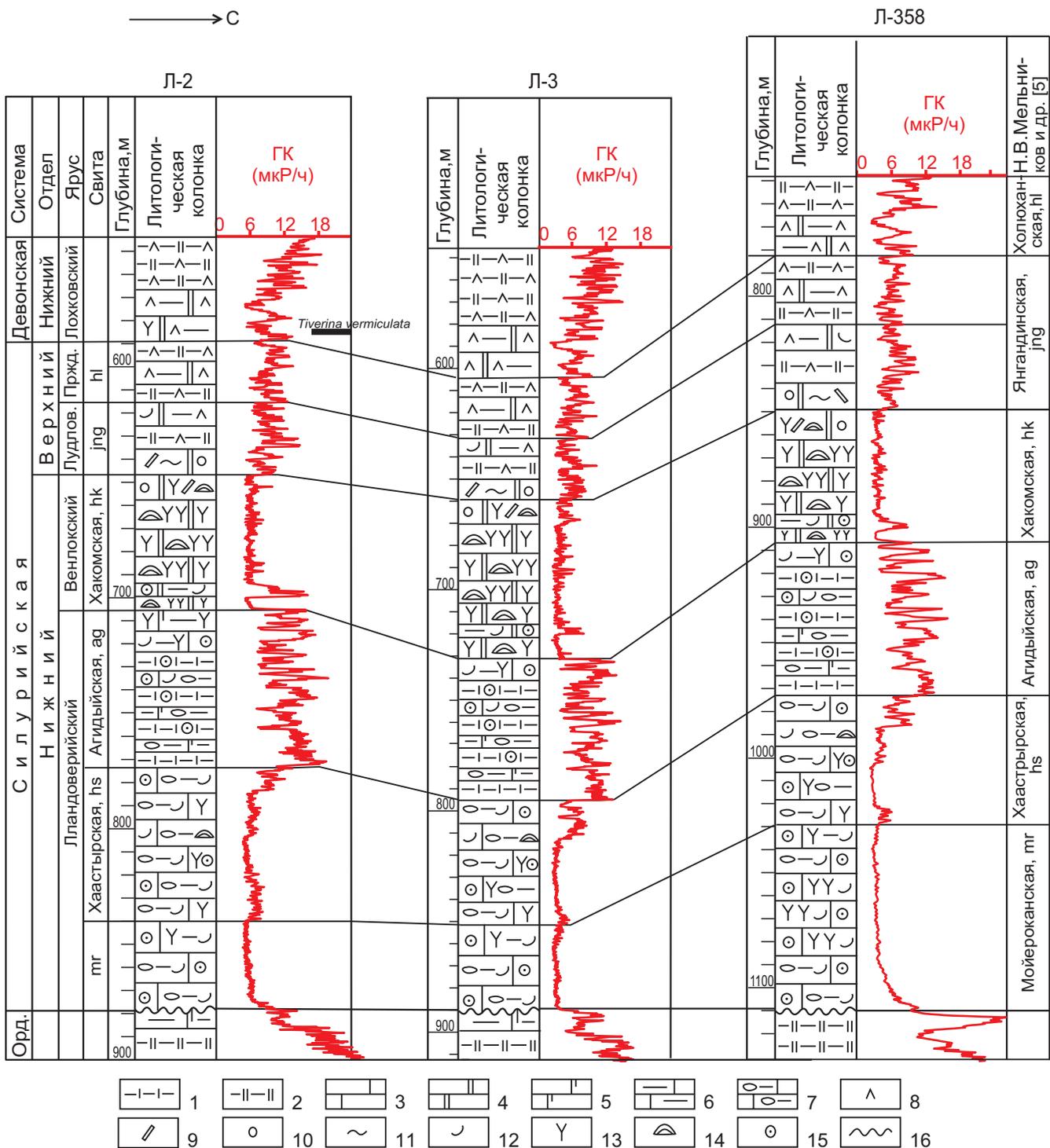


Рис. 2. Расчленение и корреляция разрезов силура Ледянского поднятия

1–2 – аргиллиты: 1 – известковистые (известковые), 2 – доломитистые (доломитовые); 3 – известняки; 4 – доломиты; 5 – известняки доломитовые (доломиты известковые); 6 – известняки глинистые, 7 – глинисто-известковые породы с нодулярной структурой; 8 – ангидриты; 9 – интракласты; 10 – оолиты; 11 – строматолиты; 12 – раковинная фауна; 13 – кораллы; 14 – строматопораты; 15 – криноидеи; 16 – стратиграфический перерыв

района. В стратиграфических схемах рассматриваемая свита соотносится с холюханским региональным горизонтом пржидольского яруса [14]. Но нижняя граница этого горизонта в Ледянском районе фаунистически не подтверждена и проводится условно [5, 14]. В стратотипическом разрезе свита имеет доломито-глинисто-сульфатный

состав, характеризуется пестроцветной окраской и тонкослоистым обликом. Она является переходной от зелено-сероцветных слабосульфатных глинистых доломитов янгадинской свиты к сульфатно-соленосным образованиям девона [8, 13, 14]. Следовательно, пестроцветные породы верхней части силурийского разреза, которые

ранее относились к янгандинской свите, должны, по-видимому, рассматриваться как холюханская свита (см. рис. 2).

Литологическая характеристика силурийского разреза

На севере Сибирской платформы рубеж ордовика и силура отмечен довольно продолжительным субаэральным перерывом [11, 14]. Трансгрессивное залегание нижнего силура на разных горизонтах ордовика в изученных разрезах подтверждает существование этого регионального стратиграфического несогласия. Кроме того, граница размыва четко фиксируется на каротажных диаграммах, где наблюдается резкое понижение значений гамма-активности (ГК) и повышение значений кажущегося сопротивления (КС), а также наведенной гамма-активности (НГК).

Мойероканская свита сложена серыми органогенно-обломочными известняками с многочисленными волнистыми прослоями (от 1 мм до 5 см) более темных известковых аргиллитов. Породы характеризуются специфической текстурой (рис. 3, а, б), для описания которой в отечественной литературе применяют различные термины (узловатая, узловато-слоистая, комковатая, желваковая, петельчатая и т. д.), а в иностранных публикациях наиболее часто используется термин «нодулярная». Известковые пятнисто-линзовидные обособления (нодули) насыщены обломками и целыми раковинами остракод, двустворок, гастропод и брахиопод, а также биокластами криноидей и мелкими колониями кораллов. Фаунистические остатки, содержание которых варьирует от 30 до 80 %, погружены в микрокристаллический известковый матрикс (см. рис. 3, в, г). В северном разрезе в средней части свиты зафиксированы небольшие постройки кораллов, участками окремненные [9]. С развитием на севере коралловых биогермов, по-видимому, связано резкое увеличение мощности свиты от 40 м в скв. Л-2, 3 до 80 м в скв. Л-358.

Хаастырская свита отличается более глинистым составом. Наблюдается переслаивание (от 0,5 до 2,0 м) пачек, в которых преобладают карбонатные породы, аналогичные органогенным и органогенно-обломочным известнякам мойероканской свиты, и пачек с примерно равным содержанием глинистого и карбонатного материала. На глинисто-карбонатных интервалах очень хорошо выражены нодулярные текстуры. Светло-серые известковые нодули, обособленные в зеленовато-сером известково-глинистом матриксе, содержат примесь органогенного шлама и мелкого детрита (рис. 4, а). Многочисленные фаунистические остатки представлены табулятами, строматопоратами, водорослями, брахиоподами, остракодами и криноидеями. В известняках средней части свиты содержатся колонии кораллов и строматопорат, которые, по-видимому, сформировали небольшие биогермные постройки (см. рис. 4, б). В верхней части роль глинистого материала постепенно возрастает, а в кровле появляются прослои известковистых аргиллитов. Мощность свиты уменьшается с юга на север от 66 до 55–58 м.

Агидыйская свита представлена переслаиванием (от 0,5 до 2,5 м) зеленовато-серых глинистых, в разной степени доломитистых известняков с нодулярными текстурами и темно-зеленых, реже буроватых известковистых аргиллитов. Нодулярные известняки сложены глинисто-карбонатным микроитом с примесью органогенного шлама и мелкого (≤ 1 мм) детрита раковин остракод, брахиопод и криноидей (см. рис. 4, в). Присутствуют прослои (от 1 до 10 см), обогащенные более крупными фаунистическими остатками, среди которых встречаются мелкие колонии кораллов и (реже) строматопорат (см. рис. 4, г, д). Аргиллиты тонко-среднеплитчатые доломито-известковые, прослоями с мелкими нодулями более светлых карбонатных пород. На поверхностях напластования фиксируются многочисленные ходы илоедов. В южном разрезе (скв. Л-2) в средней части свиты отмечен прослой гематити-

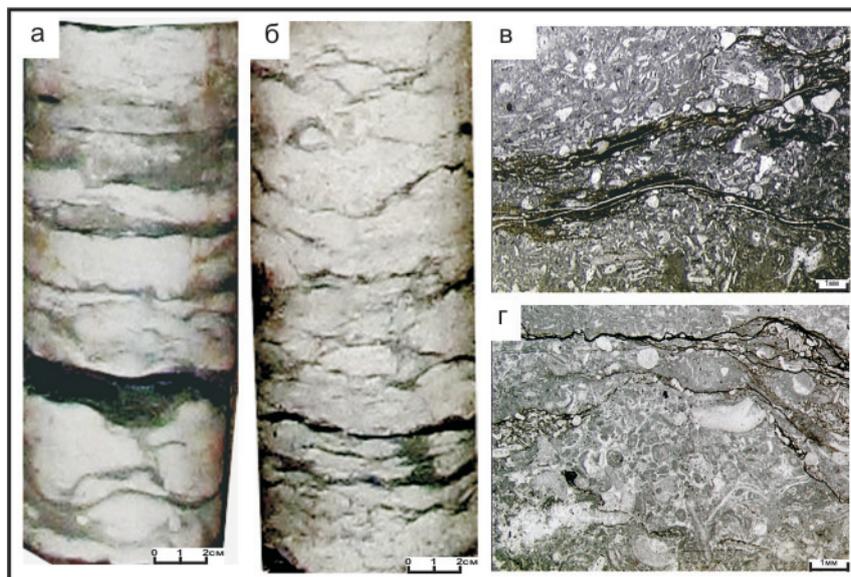


Рис. 3. Известняки мойероканской свиты: а, б – «нодулярная» текстура в известняках; в, г – многочисленные фаунистические остатки в известковых нодулях

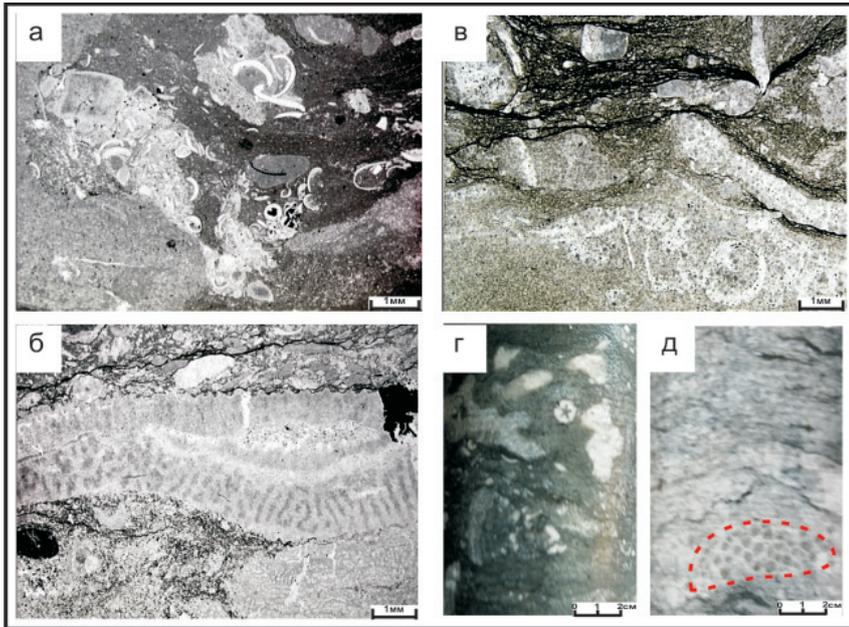


Рис. 4. Глинисто-известковые породы хаастырской (hs) и агидьской (ag) свит: а – скопления мелкого органогенного детрита в глинистом известняке (hs); б – остатки строматопорат, кораллов, криноидей и мелкий раковинный детрит в биогермном известняке (hs); в – нодули, насыщенные фаунистическим детритом в известково-глинистом матриксе (ag); г – обломки строматопорат, кораллов, криноидей и брахиопод в известково-глинистом матриксе (ag); д – обломок кораллового полипняка (пунктир) в детритовом известняке (ag)

зированного гравелита (20 см), в котором средне и хорошо окатанные обломки фауны в «рубашках» из гидроокислов железа сцементированы крупнокристаллическим кальцитом. Свита характеризуется относительно выдержанной мощностью около 65 м.

Хакомская свита сложена серыми доломитами, преимущественно кораллово-строматопоратовыми с прослоями (0,2–0,5 м) органогенно-обломочных и глинистых. В обломочной части присутствуют остатки брахиопод, криноидей, табулят и строматопорат. Вблизи подошвы наблюдается относительно мощный (3–5 м), выдержанный по всей площади прослой глинистых доломитов и доломитовых аргиллитов, часто с нодулярными текстурами. В верхней части свиты появляются прослой

(0,2–0,5 м) оолито-пизолитовых доломитов. Толщина кораллово-строматопоратовых пачек варьирует от 0,5 до 9 м, в среднем 3–5 м. Органогенные породы пористо-кавернозные, с желваковыми выделениями ангидрита, сильно перекристаллизованы и слабо окремнены (рис. 5, в). Окремнение развивается в основном по фаунистическим остаткам (см. рис. 5, б, в). Фиксируются многочисленные стилолиты, выполненные битуминозным веществом и приуроченные к слабоволнистым поверхностям напластования скелетных образований. Мощность свиты на севере и юге около 60 м, а в центральном разрезе достигает 70 м.

Янгадинская свита имеет неоднородное строение. В нижней ее части идет переслаивание (от 0,2

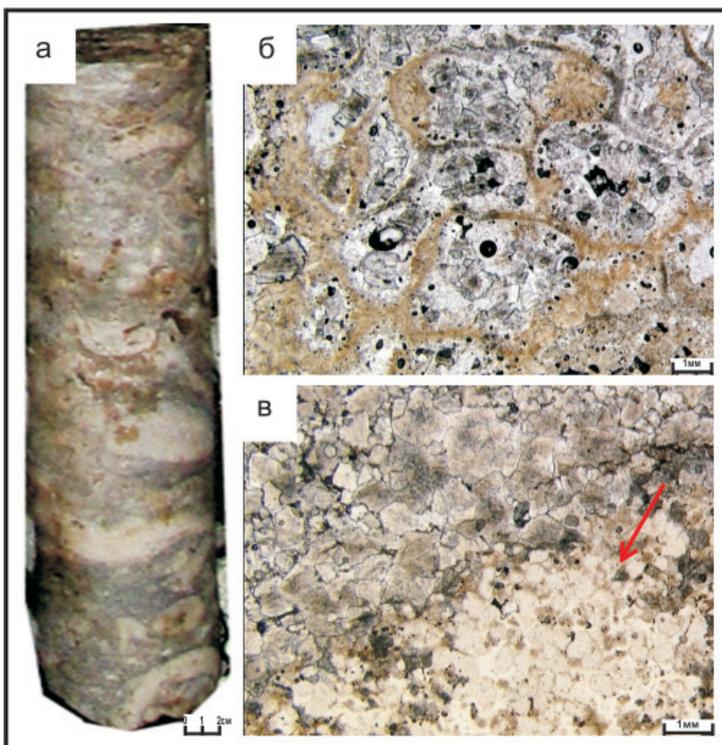


Рис. 5. Рифогенные породы хакомской свиты: а – окремнение каркасообразующих организмов (светлое) в кораллово-строматопоратовых доломитах, пространство между скелетными образованиями заполнено доломитом (темно-серое); б – окремнение септальных перегородок (коричневое) в коралловом полипняке; в – сплошное окремнение ценостеума строматопороидеи (стрелка)

до 0,5 м) доломитов строматолитовых, оолито-интракласто-пизолитовых, интракластических с градиционной и полого наклонной слоистостью и глинистых с ходами илоедов. В доломитах присутствуют остатки остракод, двустворок, гастропод и брахиопод. Повсеместно отмечаются мелкие включения и слойки ангидрита. Вверх по разрезу содержание глинистой и сульфатной составляющих возрастает. Мощность свиты около 30 м, а в северном разрезе она увеличивается до 38 м.

Холюханская свита отличается повышенным содержанием сульфатов. В ее составе выделяются циклы (0,5–1,0 м) с постепенным переходом от доломитов глинистых, ангидритистых тонко-горизонтально-слоистых в основании к глинисто-ангидритовым породам в кровле. Периодически встречаются слойки (до 10 см) красноцветных карбонатно-глинистых пород. Мощность свиты с юга на север возрастает от 25 до 30 м.

Эволюция осадконакопления в силурийском бассейне

Вследствие обширной силурийской трансгрессии на территории Сибирской платформы сформировался крупный эпиконтинентальный бассейн, открытый на северо-западе в сторону океана [13]. В районе Ледянского поднятия в начале лландовери существовала область мелководного карбонатонакопления, где в обстановках относительно ровного морского дна со спокойным гидродинамическим режимом развивались поселения брахиопод, остракод, криноидей и редких мелких табулят. С северо-востока с пологой суши в результате кратковременных колебаний уровня моря периодически поступал глинистый материал, что ограничивало развитие фауны. В результате формировались первоначально неоднородные осадки, которые в процессе диффе-

ренцированного уплотнения приобрели специфический комковатый или нодулярный облик. Эти отложения, соответствующие сублиторальной зоне открытого пологого шельфа, играют основную роль в разрезах южной и центральной частях исследуемого района. Севернее, на более возвышенном участке шельфового склона в мойероканское время сложились условия, благоприятные для роста небольших биогермов табулят (рис. 6).

В ранне- и среднехаастырское время, несмотря на некоторое возрастание глинистой компоненты в осадках, обстановка в целом была стабильной, что способствовало дальнейшему развитию бентосных сообществ и более широкому расселению табулят, которые совместно со строматопороидеями стали формировать мелкие (до 2 м) биогермы.

На позднем этапе формирования хаастырской свиты привнос глинистого материала в бассейн начал увеличиваться, а в агидыйское время на открытом низкоэнергетическом шельфе отлагались преимущественно карбонатно-глинистые илы. На них по-прежнему продолжали селиться брахиоподы, остракоды и криноидеи, но повышенная глинистость среды препятствовала расселению каркасных организмов. Однако периодически с отмелей, на которых развивались строматопорово-коралловые постройки, поступал органично-обломочный материал. Гидродинамический режим в отмельной зоне, расположенной восточнее, был, по-видимому, достаточно активным, судя по наличию окатанных обломков фауны. Присутствие в их цементе окислов железа указывает на близость суши с гумидным климатом.

С венлока начинается регрессивная стадия развития бассейна. Понижение уровня моря привело к повсеместному расселению ругоз, табулят и строматопорат на территории Ледянского поднятия. Эти

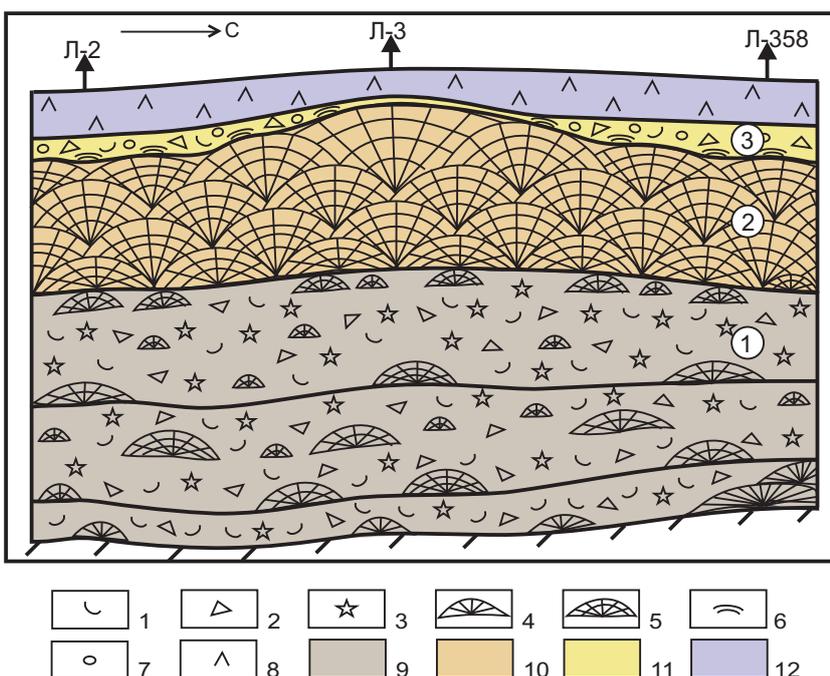


Рис. 6. Схема формирования силурийского рифогенного комплекса

1 – раковинный детрит; 2 – обломки каркасостроителей (кораллов и строматопорат); 3 – остатки криноидей; 4 – постройки из кораллов; 5 – кораллово-строматопоратовые постройки; 6 – пластовые строматолиты; 7 – оолиты; 8 – ангидрит; 9–12 – отложения свит: 9 – мойероканской, хаастырской и агидыйской, 10 – хакомской, 11 – янгадинской, 12 – холюханской; цифры в кружках – стадии развития рифогенной постройки

рифостроители на протяжении всего хакомского времени совместно участвовали в создании достаточно крупной органогенной постройки (см. рис. 6), среди обитателей которой были также плеченогие, морские лилии и водоросли. Возникший рифоподобный барьер изолировал часть акватории, в результате чего в прибрежной зоне шельфа возникла лагунная обстановка. Доломитизация рифогенных пород и включения ангидрита указывают на повышенную соленость этой лагуны, что свидетельствует об аридизации климата. К концу венлокского века кораллово-строматопоратовая постройка достигла волнового базиса и прекратила свой рост, что подтверждается появлением обильного био- и интракластического материала и оолито-пизолитовых осадков.

Дальнейшее развитие регрессии в лудлове привело к существенному обмелению всего Тунгусского бассейна и расширению области мелководных прибрежных лагун. В янгадинское время на рассматриваемом участке шельфа стали развиваться цианобактериальные сообщества, которые в условиях относительно спокойного гидродинамического режима образовывали строматолитовые маты. Периодически во время штормов и сильных приливов отлагались оолито-пизолито-интракластические осадки, иногда формирующие штормовые темпеститы. Повышение солености, на что указывает появление прослоев ангидрита, привело к сокращению состава бентосной фауны и преобладанию остракод. Изменение солевого режима отразилось на облике донных организмов, которые стали формировать мелкие и тонкие раковины. К концу лудлова наблюдается практически полное вымирание биоты по мере возрастания роли сульфатных и глинистых осадков.

В пржидоле в обстановках изолированного мелководного осолоненного бассейна продолжали накапливаться глины и эвапориты. Крайне редкие биогенные остатки, представленные цианобактериальными комками, остракодами, брахиоподами и табулятами, попадали в него, вероятно, во время сильных приливов и штормов. Мелкомасштабные тонкослоистые доломит-глинисто-ангидритовые циклы обмеления, присутствие брекчированных и красноцветных прослоев в составе холюханской свиты свидетельствуют о доминировании литорально-супралиторальных условий. Таким образом, познесилурийская регрессия в области Ледянского поднятия завершается образованием эвапоритовых себх.

Проведенный седиментологический анализ позволил установить фациальный ряд, характеризующий смену обстановок в силурийском бассейне плато Путорана (см. рис. 6). Распределение фаций показало, что сформированная здесь органогенная постройка соответствует типичным силурийским рифам стабильного шельфа, в развитии которых выделяются три стадии (по [16]): 1) накопление глинистых преимущественно криноидных известняков с незначительным количеством табулят и строматопороидей, 2) расцвет рифовой фауны и формирова-

ние каркаса, 3) достижение базиса действия волн и прекращение роста.

Коллекторские свойства силурийских пород

Неоднородность строения силурийского разреза отразилась на распределении значений пористости и проницаемости.

Мойероканская свита нижнего силура, несмотря на преимущественно известковый состав, в целом характеризуется низкими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС). Пористость не превышает 3 % (в среднем 1–2 %), проницаемость не более $0,1 \cdot 10^{-3}$ мкм² (в среднем около $0,01 \cdot 10^{-3}$ мкм²). Это обусловлено тем, что первичные коллекторские свойства фаций ровного морского дна со спокойной гидродинамикой, которые широко развиты на этом стратиграфическом уровне, были невысокими из-за обилия глинисто-известкового микрита. Более высокие значения (пористость 3–5 %, проницаемость до $100 \cdot 10^{-3}$ мкм²) отмечаются в биогермных фациях северного разреза. Однако их ассоциация с плохо проницаемыми отложениями не позволяет рассматривать мойероканскую свиту в качестве коллектора.

ФЕС *хаастырской свиты* также невысокие: пористость не превышает 1–2 % (в среднем около 0,1 %), проницаемость варьирует от 0,01 до $27 \cdot 10^{-3}$ мкм². Существенную роль в фациях мелких поселений бентосных организмов, которыми она представлена, играли тонкозернистые глинисто-карбонатные осадки, что привело к ухудшению первичных коллекторских свойств.

Агидьйская свита, в которой доминируют фации карбонатно-глинистых илов с остракодово-криноидно-брахиоподовыми сообществами, характеризуется еще более глинистым составом, что отражается в крайне низких значениях пористости (≤ 1 %) и проницаемости ($\leq 0,01 \cdot 10^{-3}$ мкм²).

Наилучшие коллекторские свойства наблюдаются в рифогенной кораллово-строматопоратовой постройке, образованной во время накопления *хакомской свиты*. Пустотное пространство представлено кавернами и порами выщелачивания (размером от долей мм до 1–1,5 см), которые развивались по первичным полостям в скелетах колониальных организмов и между ними (рис. 7, а). Поскольку породы сильно преобразованы вторичными процессами, определенный вклад вносят и мелкие (≤ 1 мм) поры, образованные за счет доломитизации и перекристаллизации, часть которых также подверглась последующему выщелачиванию (см. рис. 7, б). Однако, несмотря на наличие многочисленных пор и каверн, значения открытой пористости в рифогенных породах варьируют от 3 до 14 %, что связано с сокращением объема пустот за счет частичного или полного заполнения их более поздней генерацией доломита. Дополнительную емкость создают многочисленные микростилолиты, развивающиеся по плоскостям напластования и выполненные битуминозным веществом (см. рис. 7, в). Наблюдается широкое развитие

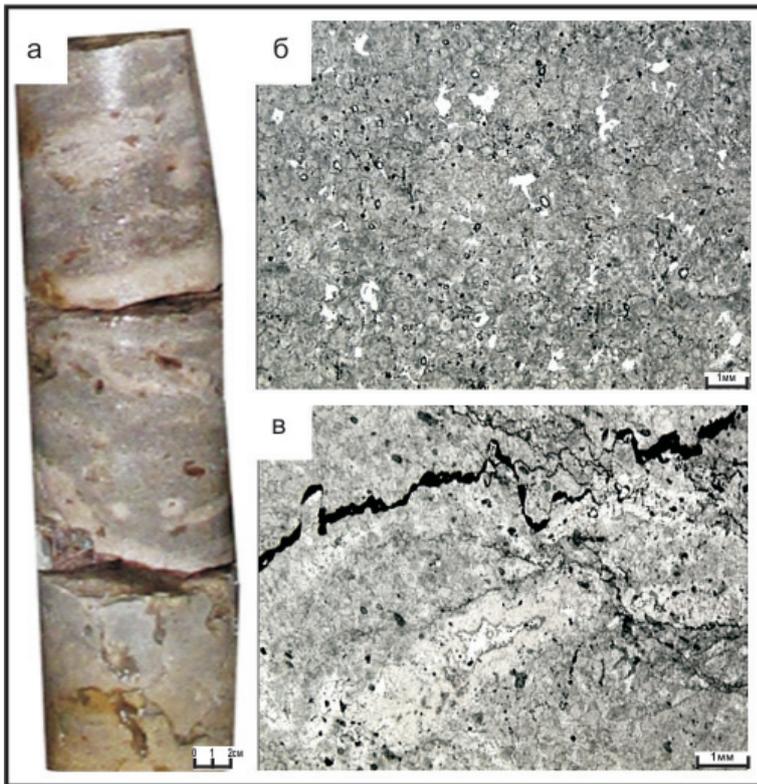


Рис. 7. Пустотное пространство в породах хаккомской свиты: а – крупные поры и каверны в рифогенных кораллово-строматопоратowych доломитах; б – мелкие поры выщелачивания (белое) в перекристаллизованном доломите; в – развитие стилолитов с битуминозным заполнением по поверхностям напластования перекристаллизованных строматопорат

открытых трещин с разной степенью раскрытости, часто с щелевидными расширениями за счет процессов растворения (см. рис. 7, а). Невысокие значения пористости (в среднем около 5 %) и относительно высокая проницаемость (до $1 \cdot 10^{-3}$ мкм² и более, прослоями до $10 \cdot 10^{-3}$, $48 \cdot 10^{-3}$ и $495 \cdot 10^{-3}$ мкм²) позволяют предположить наличие на этом уровне коллектора порово-каверново-трещинного типа.

В *янгандинской свите* отмечается резкое снижение значений пористости и проницаемости. Накопление фаций тыловой части рифогенной постройки происходило в относительно спокойных условиях. Вместе со строматолитовыми и оолито-пизолито-интракластическими осадками, обладающими благоприятной первичной структурой пустотного пространства, здесь отлагались карбонатно-глинистые микриты, первичные ФЕС которых крайне низкие. Отрицательную роль в формировании коллекторских свойств сыграло также развитие ангидрита. Поры в оолито-пизолито-интракластических доломитах, образованные, вероятно, в результате унаследованного выщелачивания первичных межзерновых пустот, как правило, заполнены вторичным доломитом или ангидритом, что существенно снижает значения ФЕС (пористость 1–2 %, проницаемость около $0,01 \cdot 10^{-3}$ мкм²).

Лагунные фации *холуханской свиты* обладают очень плохими коллекторскими свойствами из-за повышенного содержания сульфатов и вместе с вышележащими соленосными отложениями девона могут выступать в качестве флюидоупоров.

Выводы

Проведенные исследования позволили установить, что в районе Ледянского поднятия в силуре

существовала область мелководного карбонатнакопления с поселениями различных бентосных организмов. В раннесилурийский период постепенно возрастала роль таких каркасостроителей, как кораллы и строматопораты, которые в венлокское время сформировали на этой территории рифовый массив.

Анализ связи ФЕС с фациями показал, что седиментационный фактор сыграл решающую роль в формировании коллекторов. Высокая первичная пористость и неоднородность рифового каркаса способствовали развитию процессов растворения, стилолитизации и трещиноватости. Сочетание различных видов пустот обусловило развитие коллектора сложного типа.

Согласно опубликованным данным, область развития органогенных построек в силуре протягивалась по всей краевой зоне, окаймляющей центральный прогиб Восточно-Сибирского бассейна [12, 14]. Несмотря на то что биостромно-биогермные комплексы, описанные на Сибирской платформе, распределены неравномерно, формируя отдельные массивы разной мощности, а не протяженную рифовую систему, область их распространения можно рассматривать как единый рифовый пояс, который представляет собой выдержанный региональный резервуар в венлокском ярусе. Доказательством потенциальной продуктивности рифогенных фаций является наличие в изученных разрезах на этом уровне водоносного горизонта и насыщенность пород нефтяными углеводородами различной степени преобразованности [4, 5, 7, 8, 10]. Остатки разрушенных залежей нефти также вскрыты в кораллово-строматопоратowych доломитах венлока на южной окраине

бассейна (Сухотунгусская, Горная, Сигово-Подкаменная площадь бурения) [3]. Покрышка этого резервуара сложена соленосно-сульфатными породами верхнего силура – нижнего девона. В качестве нефтематеринской можно рассматривать черносланцевую толщу в основании силура, сложенную граптолитовыми фациями открытого моря, развитыми на западе. В них наблюдаются повышенные концентрации $C_{орг}$ (от 0,5 до 11,0 %, в среднем 2–3 %), однако степень зрелости органического вещества в изученных разрезах невысокая [7]. Очевидно, что очаги генерации углеводородов могли находиться в более погруженных частях бассейна либо их источником являлись более древние отложения [4].

Таким образом, результаты изучения рифогенной постройки на плато Путорана свидетельствуют о том, что венлокский резервуар, несмотря на недостаточную изученность, является перспективным нефтепоисковым объектом на Сибирской платформе.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ФНИ № 0331–2019–0021.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геологические** предпосылки высоких перспектив нефтегазоносности севера Сибирской платформы / В. С. Старосельцев, Т. А. Дивина, Л. А. Кроль, Б. Б. Шишкин // Геология и геофизика. – 2017. – № 3–4. – С. 565–571.
- Конторович А. Э.** Глобальные проблемы нефти и газа и новая парадигма развития нефтегазового комплекса России // Наука из первых рук. – 2016. – Т. 67, № 1. – С. 6–17.
- Конторович А. Э., Мельников Н. В., Старосельцев В. С.** Нефтегазоносные провинции и области Сибирской платформы // Геология и нефтегазоносность Сибирской платформы: сб. науч. тр. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1975. – С. 4–21.
- Литология**, органическая геохимия и перспективы нефтегазоносности северных районов Курейской синеклизы / И. В. Вараксина, И. Д. Тимошина, А. Э. Конторович, И. В. Тумашов // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 3–4. – С. 572–585.
- Литостратиграфия** силура северо-запада Сибирской платформы / Н. В. Мельников, Т. В. Лопушинская, Т. А. Дивина и др. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 4 (20). – С. 3–17.
- Нефтегазоносные** бассейны и регионы Сибири. Вып. 5. Тунгусский бассейн / гл. ред. А. Э. Конторович. – Новосибирск, 1994. – 92 с.
- Нефтегазоносные** комплексы севера Лено-Тунгусского бассейна / С. В. Фролов, Е. А. Бакай, Е. Е. Карнюшина и др. // Геология нефти и газа. – 2013. – № 3. – С. 63–75
- Новые** материалы по стратиграфии докембрия и кембрия северо-востока Тунгусской синеклизы / Т. А. Дивина, Л. И. Егорова, А. А. Салихов и др. // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 7. – С. 23–33.
- О состоянии** и перспективах ресурсной базы углеводородов, геолого-разведочных работ и лицензировании недр Восточной Сибири и Республики Саха (Якутия) / А. С. Ефимов, А. А. Герт, П. Н. Мельников и др. // Геология нефти и газа. – 2012. – № 5. – С. 57–74.
- Ордовик** и силур Ледянской площади по данным бурения / Т. А. Дивина, В. С. Старосельцев, Т. В. Лопушинская и др. // Геология и геофизика. – 1992. – № 3. – С. 19–27.
- Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч. II. Средний и верхний палеозой. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. – 129 с.
- Рифогенные** постройки в палеозое России / Л. Н. Большакова, М. Р. Геккер, Р. В. Горюнова и др. – М.: Наука, 1997. – 157 с.
- Силур** северо-запада Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, О. Н. Симонов, Е. О. Ковалевская и др. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2002. – 405 с.
- Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, Н. Н. Предтеченский, Т. В. Лопушинская и др. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2000. – 403 с.
- Тектоническая** карта венд-нижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы / А. Э. Конторович, С. Ю. Беляев, А. А. Конторович и др. // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 8. – С. 851–862.
- Уилсон Дж. Л.** Карбонатные фации в геологической истории: пер. с англ. – М.: Недра, 1980. – 463 с.

REFERENCES

- Staroseltsev V.S., Divina T.A., Krol L.A., Shishkin B.B. Geological prerequisites for high oil and gas potential in the northern Siberian platform. *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, no. 3–4, pp. 461–466.
- Kontorovich A.E. [Global problems of oil and gas and a new paradigm for the development of the oil and gas complex of Russia]. *Nauka iz pervykh ruk – Science First Hand*, 2016, vol. 67, no. 1, pp. 6–17. (In Russ.).
- Kontorovich A.E., Melnikov N.V., Staroseltsev V.S. [Oil and gas provinces and regions of the Siberian platform]. *Geologiya i neftegazonosnost Sibirskoy platformy. Sbornik nauchnykh trudov* [Geology and oil and gas potential of the Siberian platform. Collection of scientific papers]. Novosibirsk, SNIIGGIMS Publ., 1975, pp. 4–21. (In Russ.).
- Varaksina I.V., Timoshina I.D., Kontorovich A.E., Tumashov I.V. Lithology, organic geochemistry, and petroleum potential of the northern areas of the Kurayka syncline. *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, no. 3–4, pp. 467–478.
- Melnikov N. V., Lopushinskaya T.V., Divina T.A., et al. [Silurian lithostratigraphy in the northwest Sibe-



rian Platform]. *Geologiya i mineralno-syryevye resursy Sibiri – Geology and mineral resources of Siberia*, 2014, no. 4 (20), pp. 3–17. (In Russ.).

6. Kontorovich A.E., ed. *Neftegazonosnye basseyny i regiony Sibiri. Vyp. 5. Tungusskiy basseyn* [Oil and gas basins and regions of Siberia. Issue 5. Tunguska basin]. Novosibirsk, 1994. 92 p. (In Russ.).

7. Frolov S. V., Bakay E.A., Karnyushina E.E., et al. [Oil and gas complexes in the north of the Lena-Tunguska basin]. *Geologiya nefti i gaza*, 2013, no. 3, pp. 63–75. (In Russ.).

8. Divina T.A., Egorova L.I., Salikhov A.A., et al. [New materials on the Precambrian and Cambrian stratigraphy of the northeastern Tunguska syncline]. *Geologiya i geofizika*, 1996, vol. 37, no. 7, pp. 23–33. (In Russ.).

9. Efimov A.S., Gert A.A., Melnikov P.N., et al. [On the state and prospects of the hydrocarbon resource base, geological exploration and licensing of the basins of East Siberia and the Republic of Sakha (Yakutia)]. *Geologiya nefti i gaza*, 2012, no. 5, pp. 57–74. (In Russ.).

10. Divina T.A., Staroseltsev V.S., Lopushinskaya T.V., et al. [Ordovician and Silurian of the Ledyansk area according to drilling data]. *Geologiya i geofizika*, 1992, no. 3, pp. 19–27. (In Russ.).

11. *Resheniya Vsesoyuznogo stratigraficheskogo soveshchaniya po razrabotke unifikirovannykh stratigraficheskikh skhem dokembriya, paleozoya i chetvertichnoy sistemy Sredney Sibiri. Ch. II. Sredniy i verkhniy pa-*

leozoy [Decisions of the All-Union Stratigraphic Conference on the development of unified stratigraphic charts of the Precambrian, Paleozoic and Quaternary systems of Central Siberia. Part II. Middle and Upper Paleozoic]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1982. 129 p. (In Russ.).

12. Bolchakova L.N., Gekker M.P., Goryunova R.V. *Rifogennye postroyki v paleozoe Rossii* [Reefogenic buildups in Paleozoic of Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1997. 157 p. (In Russ.).

13. Tesakov Yu.I., Simonov O.N., Kovalevskaya E.O., et al. *Silur severo-zapada Sibirskoy platformy* [Silurian of the northwestern Siberian Platform]. Novosibirsk, Geo Publ., 2002. 405 p. (In Russ.).

14. Tesakov Yu.I., Predtechenskiy N.N., Lopushinskaya T.V., et al. *Stratigrafiya neftegazonosnykh basseynov Sibiri. Silur Sibirskoy platformy* [Stratigraphy of petroleum basins of Siberia. Silurian of the Siberian Platform]. Novosibirsk, Geo Publ., 2000. 407 p. (In Russ.).

15. Kontorovich A.E., Belyaev S.Yu., Kontorovich A.A., et al. [Tectonic map of the Vendian–Lower Paleozoic structural stage of the Lena-Tunguska Province, Siberian Platform]. *Russian Geology and Geophysics*, 2009, vol. 50, no. 8, pp. 657–667.

16. Wilson J.L. *Carbonate facies in geologic history*. Springer – Verlag, Berlin-Heidelberg, New York, 1975. 471 p. (Russ. ed.: Frolov V.T. *Karbonatnye fatsii v geologicheskoy istorii*. Moscow, Nedra Publ., 1980. 463 p.).

© И. В. Варакина, 2020



НОВЫЙ МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ ХАРАКТЕРИСТИК ПАЛЕОРУСЛОВЫХ ТЕЛ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АТРИБУТНОГО АНАЛИЗА В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Е. К. Куприянова¹, Р. Ш. Сайфутдинов², С. В. Моисеев³, И. Н. Керусов³, П. А. Алексеева¹, Л. Ф. Воробьева³

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия; ²Лукойл, Москва, Россия; ³Лукойл-Инжиниринг, Москва, Россия

Представлены результаты изучения характеристик палеорусловых объектов по сейсмическим (3D) и скважинным данным на основе использования динамических атрибутов. Продемонстрированы методические подходы к применению сейсмических атрибутов в продуктивном интервале. Проведен анализ применимости различных атрибутов для выделения палеорусел. Определены эффективные мощности центрального русла, выделенного по атрибутам, на основе спектрального разложения пиковой частоты. Полученные результаты согласуются с результатами, полученными с использованием скважинных данных и на основе геостатистического анализа. Изложенный методический подход может быть использован в различных нефтегазоносных регионах.

Ключевые слова: 3D сейсмика, атрибутный анализ, характеристики палеорусел.

A NEW METHODOLOGICAL APPROACH TO ESTIMATING THE CHARACTERISTICS OF PALEOCHANNEL BODIES FROM THE RESULTS OF ATTRIBUTE ANALYSIS UNDER DIFFERENT GEOLOGICAL CONDITIONS

E. K. Kupriyanova¹, R. Sh. Sayfutdinov², S. V. Moiseev³, I. N. Kerusov³, P. A. Alekseeva¹, L. F. Vorobyeva³

¹M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ²Lukoil Oil Company, Moscow, Russia; ³Lukoil-Engineering, Moscow, Russia

The paper presents the results of studying the characteristics of paleochannel targets using seismic (3D) and well data based on the use of dynamic attributes. The paper demonstrates methodological approaches to the application of seismic attributes in the pay interval. As a result, the applicability of various attributes for the selection of paleochannels was analyzed. Effective thicknesses of the central channel, identified by attributes, were determined based on the spectral decomposition of the peak frequency. The results obtained are consistent with those obtained using well data based on geostatistical analysis. The methodological approach presented in the paper can be used in various oil and gas regions.

Keywords: 3D seismics, attribute analysis, paleochannel characteristics.

DOI 10.20403/2078-0575-2020-3-23-29

В настоящее время сейсморазведка, бесспорно, является главным и наиболее результативным геофизическим методом. Если раньше традиционной ее задачей было изучение и картирование структурных особенностей осадочного чехла, то в последние годы все более отчетливо проявляется тенденция в постановке задач по определению внутренней структуры среды, ее физических и геологических свойств [1].

Стандартная последовательность действий при интерпретации сейсморазведочных данных включает в себя построение карт и анализ сейсмических атрибутов [12]. Технология применения атрибутного анализа за последние 10 лет существенно эволюционировала; количество используемых методов расчета атрибутов и их модификаций возросло до нескольких сотен. Существует более 50 самостоятельных сейсмических атрибутов, рассчитываемых из сейсмических данных и используемых для структурной, стратиграфической интерпретации, а также для изучения свойств горных пород [3]. Применяют сейсмические атрибуты, как правило, на

всех стадиях исследований: на ранних – для общего ознакомления с геологией изучаемого района, на последующих – для детализации структурной интерпретации, а также для возможного определения вещественного состава, литологии, флюидонасыщения и т. д. [7]

В строгой математической постановке задача расчета свойств коллекторов по параметрам сейсмической записи некорректна и не имеет единственного решения [4]. Для того чтобы сузить круг возможных решений, необходим комплексный подход к интерпретации. С каждым годом появляются новые методы и инструменты для решения поставленных геологических задач [2]. При этом проблема выбора оптимальной методики, которая позволила бы при минимальных затратах получить желаемый результат, всегда актуальна. Главная причина состоит в том, что разработать общую концепцию применительно ко всему разнообразию геологических условий практически невозможно [5].

Статья посвящена изучению информативности сейсмических атрибутов, исследованию их приме-

нимости для терригенного резервуара, который был выбран в качестве исследуемого интервала, и представляет большой интерес для Тимано-Печорского региона. В работе описываются методические указания по использованию атрибутного анализа для определения геометрии и фильтрационно-емкостных свойств русловых тел.

Геолого-геофизическое строение изучаемого региона

Объект работ расположен в пределах Печороморско-Большеземельского геоблока, который, в свою очередь, разделяется на три мегаблока: Печоро-Колвинский, Хорейверский и Варандей-Адзвинский. Площадь съемки находится в зоне сочленения двух мегаблоков – Печоро-Колвинского и Хорейверского. Сочленение мегаблоков происходило по системе тектонических дислокаций, объединенных в Восточно-Колвинский разлом. В геологическом строении территории участвуют образования фундамента и осадочного чехла. Последний сложен среднеордовикско-нижнемеловыми отложениями, при этом из разреза выпадают отдельные стратиграфические единицы.

Исследуемый интервал разреза представлен уфимским и казанским ярусами верхней перми, формирование которых проходило в континенталь-

ных обстановках преимущественно в условиях аллювиальных равнин [3]. Как следствие, отложения интервала полифациальны и в разрезах скважин представлены чередованием преимущественно глинисто-алевролитовых пойменных фаций и песчаных русловых.

Для работы были использованы 3D сейсмический куб во временной области и скважины, вскрывшие исследуемый интервал, с полным комплексом ГИС, необходимым для целей сейсмической привязки и интерпретации эффективных параметров. Исследуемый интервал разреза ограничен в подошве и кровле ОГ P2-III и T1-I соответственно, характеризуется сложной волновой картиной, затрудняющей идентификацию и прослеживание по площади отдельных отражений (рис. 1).

Выделение и определение геометрии палеорусловых объектов по сейсмическим данным

Главной задачей этого этапа было нахождение объектов в исследуемом пласте для дальнейшего анализа. Для изучения строения интервала использованы основные стандартные атрибуты, применяемые при интерпретации сейсмических данных, с последующим анализом их информативности в интерпретируемом интервале.

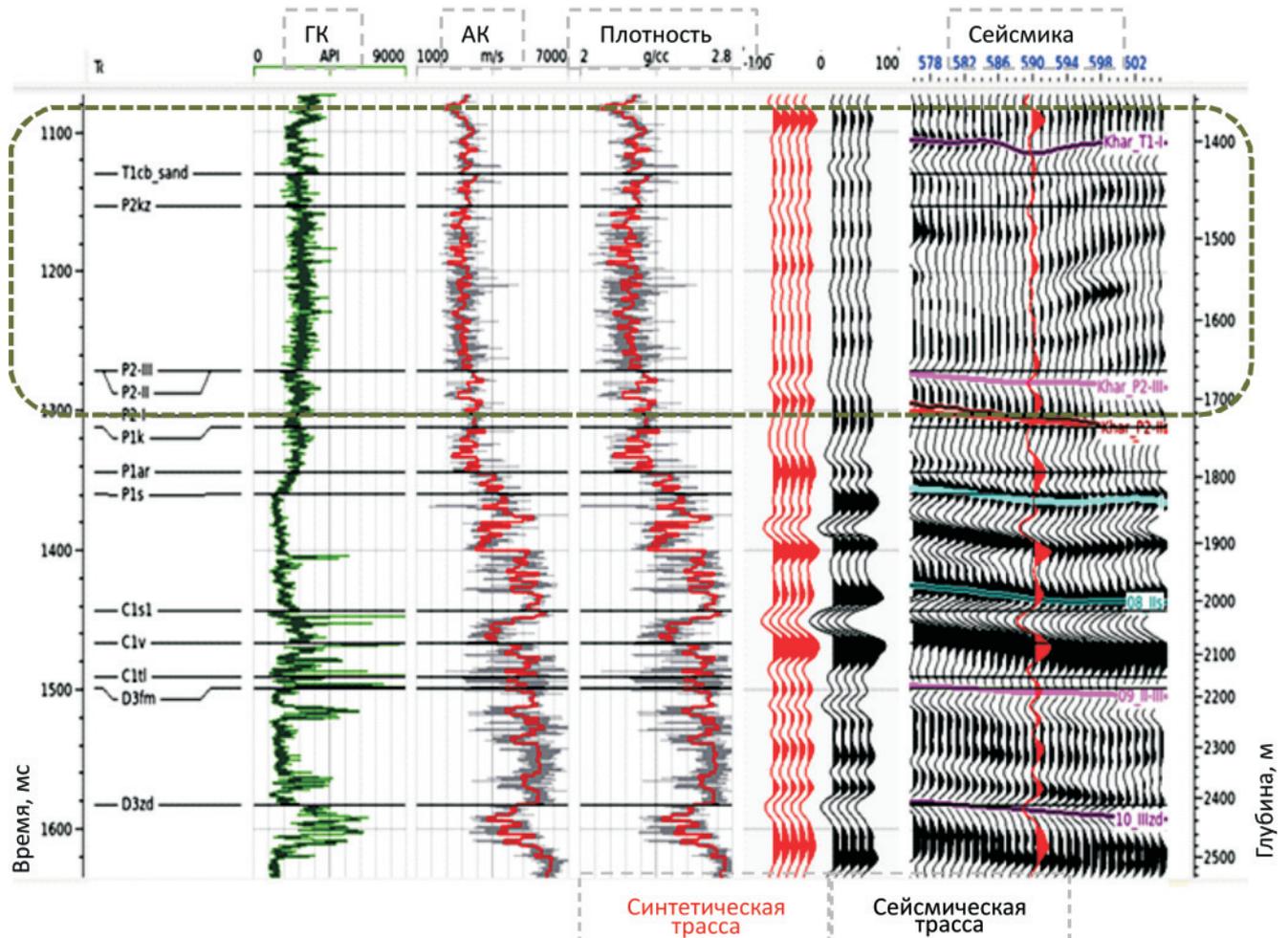


Рис. 1. Привязка изучаемого интервала волнового поля объединенного сейсмического куба 3D к разрезу скважины А

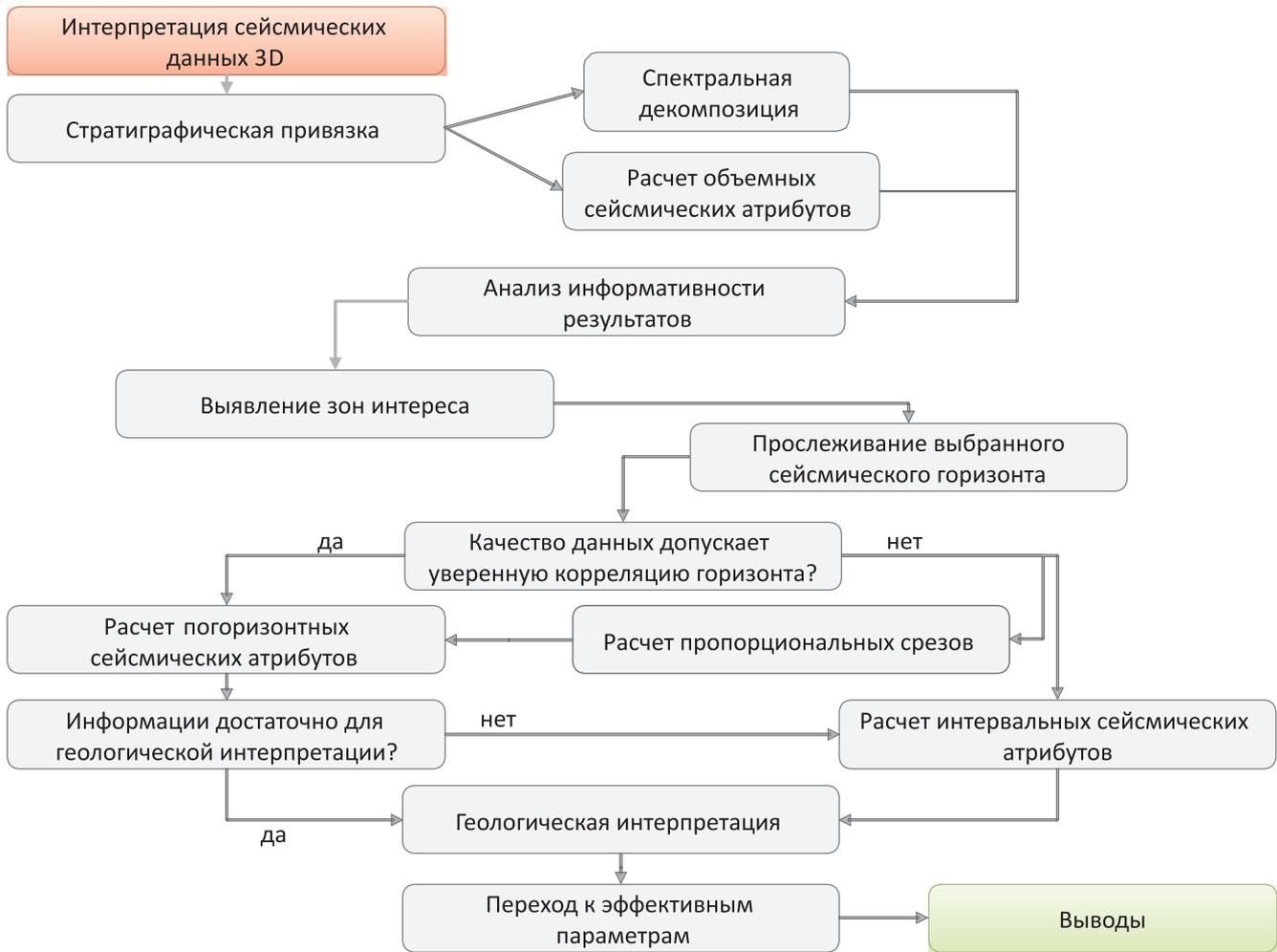


Рис. 2. Блок-схема общей методики работы с сейсмическими данными

Методика работы состояла в следующих действиях.

В первую очередь производился расчет атрибутов по всему изучаемому объему. Вертикальные

разрезы и временные слайсы по кубам объемных атрибутов могут помочь в выделении зон интереса.

Далее выполнялась корреляция одного или нескольких опорных горизонтов. Если качество данных допускало уверенную корреляцию, то по скоррелированным по сейсмическим данным поверхностям строились карты погоризонтных атрибутов. При наличии данных с высокой вертикальной и горизонтальной разрешенностью на картах наклона, азимута, кривизны и погоризонтной когерентности можно увидеть мелкие детали, которые незаметны на простых временных срезах или даже картах изохрон [6].

Однако если качество данных недостаточно высокое, то аномалии на картах погоризонтных атрибутов могут быть связаны отнюдь не с геологическими структурами, а с неточной корреляцией горизонтов [9]. В этом случае возможно построение атрибутов вдоль горизонтов, рассчитанных с помощью осреднения значений кровли и подошвы изучаемого интервала (пропорциональных срезов). Можно прибегнуть к расчету интервальных атрибутов в интервалах между прокоррелированными горизонтами или в небольшом окне вокруг каждого горизонта. Также эту операцию можно произвести, если погоризонтные атрибуты дают слишком мало информации [10].

Информативность сейсмических атрибутов

Сейсмический атрибут	Оценка анализа
Спектральная декомпозиция	Информативен, высокая детальность
Мгновенная амплитуда	Информативен
Sweetness	Информативен
Длина «дуги»	Информативен
Амплитуда реакции	Информативен
Среднеквадратичная амплитуда	Информативен
Кажущаяся полярность	Информативен
Когерентность	Слабо информативен
Среднеквадратичная частота	Слабо информативен
Мгновенная пропускная способность	Слабо информативен
Мгновенная фаза	Неинформативен
Мгновенная частота	Неинформативен

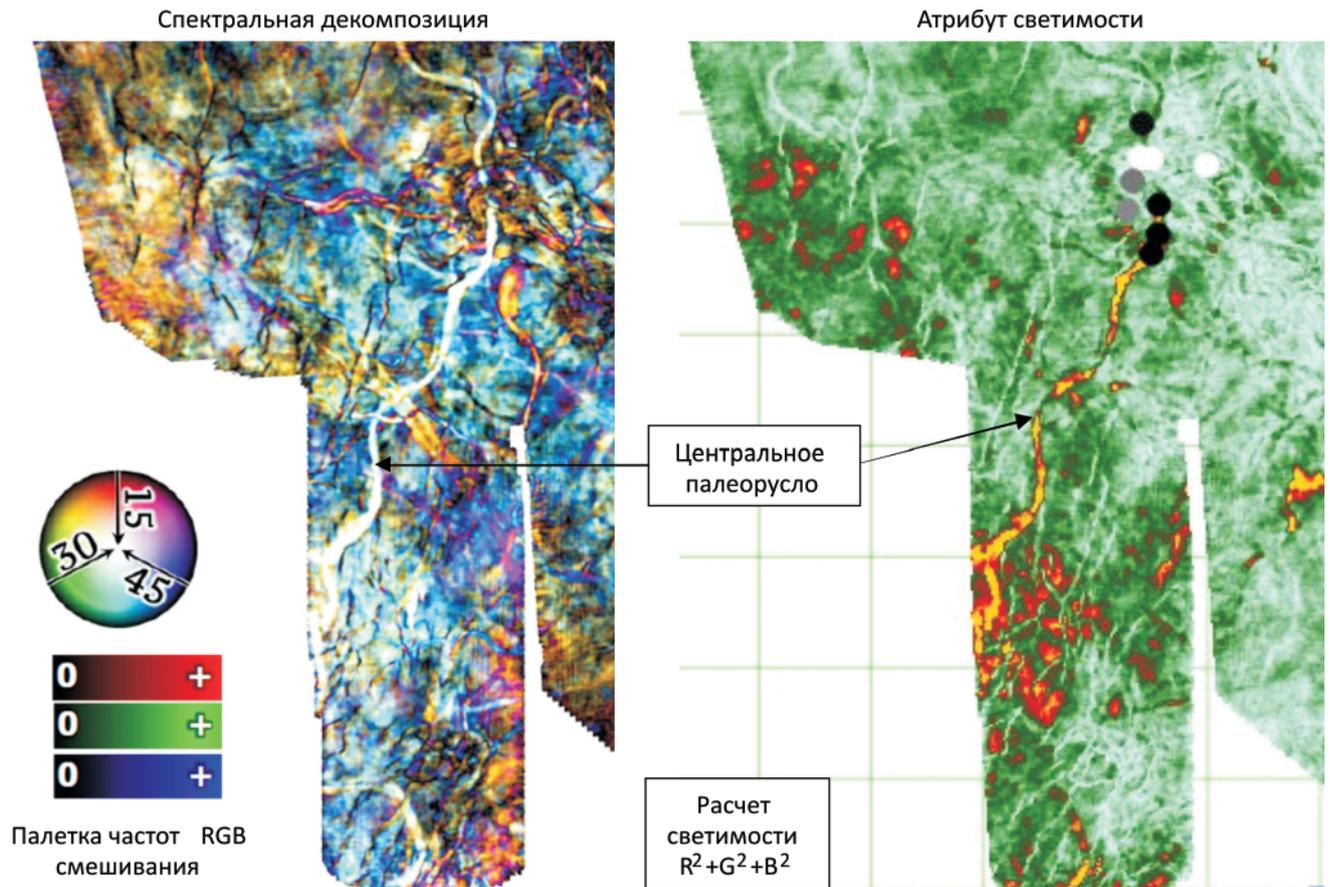


Рис. 3. Карта спектральной декомпозиции и атрибута светимости

Если неудовлетворительны результаты и этих действий, необходимо искать комбинации значимых и, что самое важное, независимых атрибутов для дальнейшего их совместного использования. Общая методика работы с сейсмическими данными представлена на рис. 2.

В результате проведенного анализа была составлена таблица информативности того или иного атрибута в зависимости от детальности выделения сейсмофациальных особенностей геологического тела.

Оценка количественных характеристик русловых тел по результатам атрибутного анализа

По результатам комплексного анализа выделено одно из наиболее крупных палеорусел в юго-западной части площади (рис. 3). Предлагается выполнить два подхода к оценке мощности палеоруслового тела:

- по спектральной декомпозиции без привлечения скважинной информации;
- с использованием скважинной информации на основе геостатистического анализа.

Первый подход базируется на том, что спектральная декомпозиция не позволяет точно определить положение границ руслового объекта (объектов) по вертикали, лишь отражает сам факт их присутствия [11]. Однако этот метод позволяет перейти к оценке резонансной толщины палеорус-

ла. Спектральное разложение обеспечивает грубый и не зависящий от фазы подход к оценке толщины. Математически резонансная толщина палеорусла может быть выражена следующими формулами:

$$TWT = \frac{1}{2f_{peak}} \quad (TWT - \text{двойной пробег волны в пласте, } f_{peak} - \text{первая пиковая частота);$$

$$\Delta Z_{tuning} = \lambda/4 \quad (\Delta Z_{tuning} - \text{резонансная толщина палеорусла; } \lambda = \text{длина волны});$$

$$\Delta Z_{tuning} = \frac{TWT}{2} V \quad (V = \lambda f_{peak} - \text{скорость в пласте}).$$

После подстановок получаем

$$\Delta Z_{tuning} = \lambda/4 = V/4 f_{peak}.$$

В программном обеспечении Landmark Halibuton первая пиковая частота рассчитывается автоматически в процессе расчета спектральной декомпозиции. Скорость в пласте для всех расчетов была принята равной 4200 м/с, что соответствует средней скорости в верхнепермском интервале разреза по скважинным данным. Вариации взятой для расчета скорости влияют на конечный результат незначительно. В результате был построен график глубинной мощности по линии (рис. 4), проходящей вдоль русла. Следует отметить, что данные значения были получены без привлечения скважинной информа-

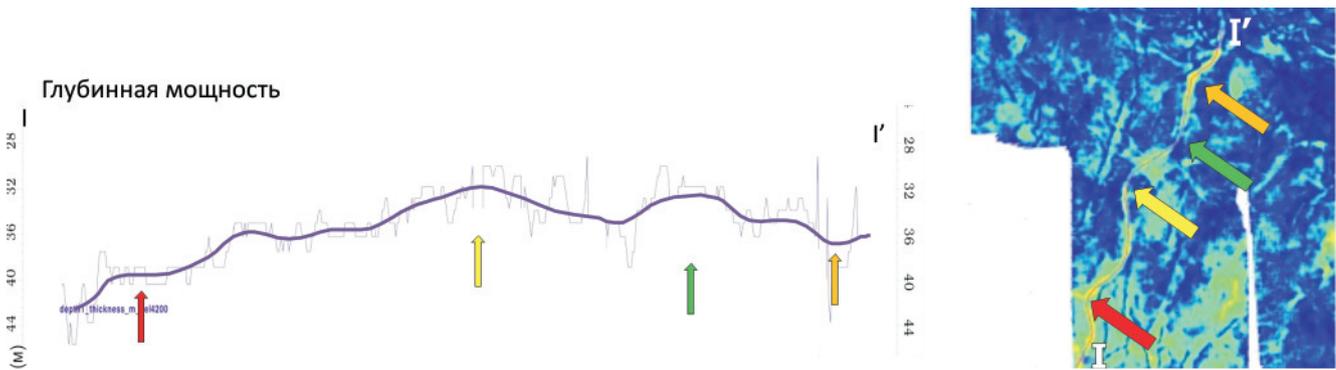


Рис. 4. График мощности по спектральной декомпозиции по линии вдоль русла

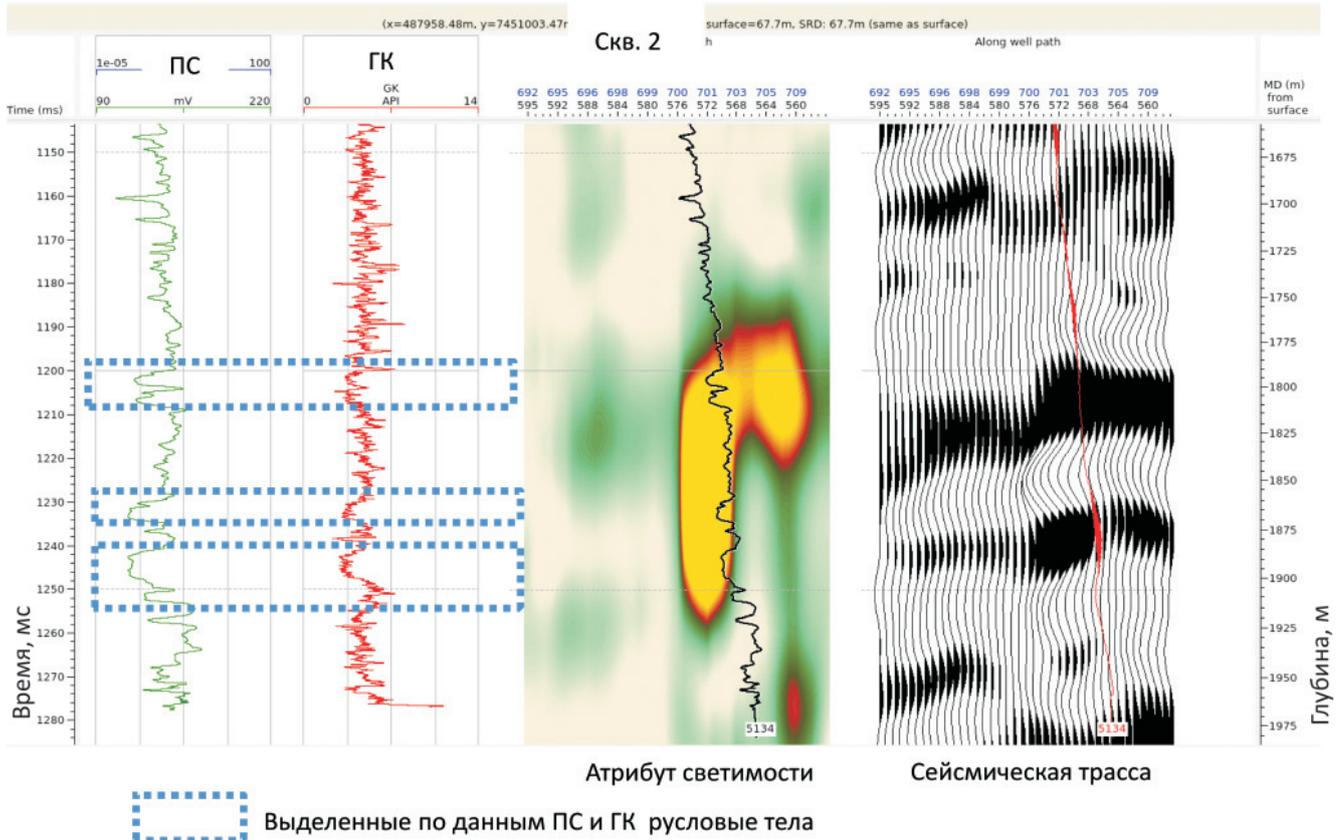


Рис. 5. Привязка разреза скв. 2 к волновому полю и кубу светимости спектральной декомпозиции

ции. На графике видно, что мощность центрального русла увеличивается в юго-западном направлении, предел изменения средней мощности варьирует от 32 до 44 м.

Второй подход основывается на фактическом анализе мощности русловых тел по скважинной информации и геостатистической оценки их распределения в пространстве за счет использования корреляционных связей с сейсмическими атрибутами. На рис. 5 представлен результат выделения русловых тел по методике В. С. Муромцева в скв. 2, которая пересекает изучаемое русло. На каротажных диаграммах русловые тела характеризуются не только отрицательными значениями потенциала собственной поляризации (ПС), но и пониженными значениями гамма-каротажа (ГК).

По результатам анализа рассчитаны мощности коллекторов в русловых телах, выделенных ранее по

результатам динамического анализа. Следующим этапом было нахождение корреляционных зависимостей между мощностями коллекторов (по скважинным данным) и рассчитанными значениями сейсмических атрибутов в точках пересечения со скважинами.

Для оценки зависимостей был использован линейный коэффициент корреляции Пирсона:

$$r_{xy} = \frac{\text{cov}_{xy}}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2} \sqrt{\sum (y - \bar{y})^2}}$$

где cov_{xy} – ковариация данных; $\sigma_x \sigma_y$ – произведение дисперсий значений; $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n X_t$, $\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n Y_t$ – среднее значение выборок.

После перебора всех рассчитанных атрибутов наибольший коэффициент корреляции имел атри-

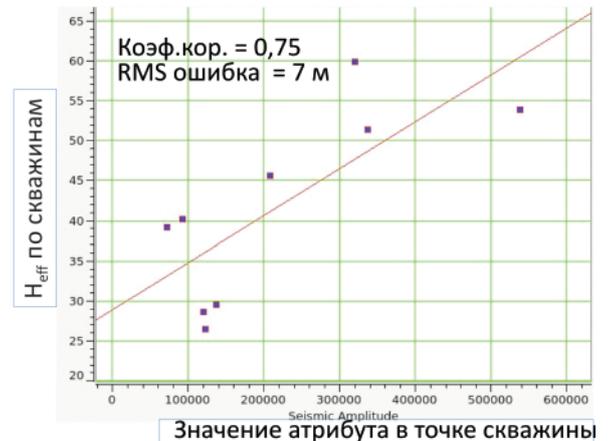
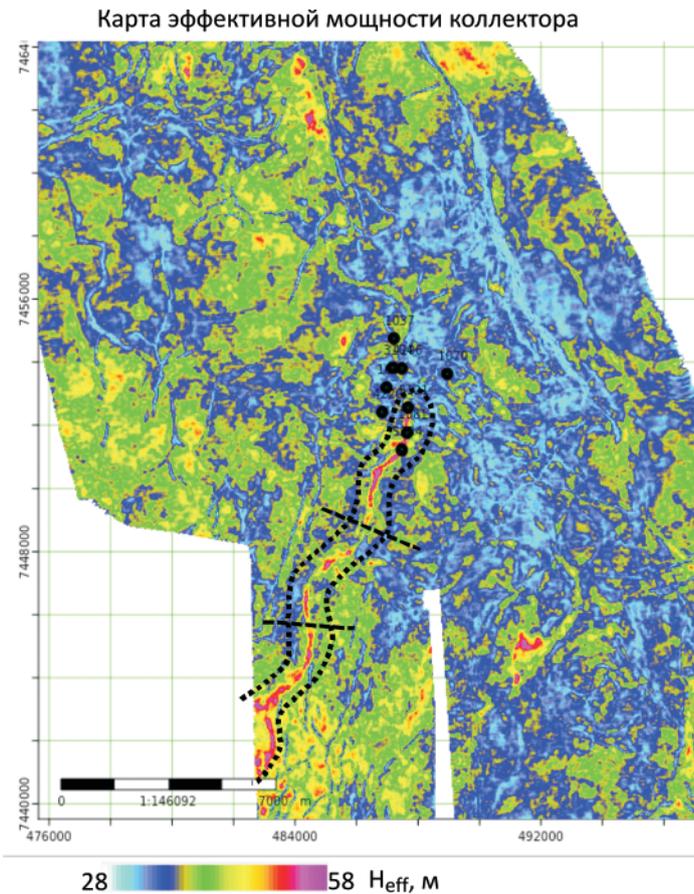


Рис. 6. Карта толщин коллектора в изучаемом интервале

бут «светимость спектральной декомпозиции». Коэффициент корреляции составил 0,75, RMS ошибки – 7,3 м (рис. 6).

Также было рассчитано уравнение регрессии данных

$$H_{eff}(\text{well}) = 5,58 \cdot 10^{-5} X + 29,$$

где X – сейсмический атрибут.

На основе этого уравнения была рассчитана карта толщин коллектора для русловых тел изучаемого интервала (см. рис. 6), анализ которой подтвердил предположение о том, что изучаемое русловое тело имеет меньшую мощность в центральной части, увеличивающуюся в северном и южном направлении до максимальных значений (45–50 м).

Выводы

Таким образом, в результате проведенного исследования была представлена методика по выделению палеорусловых тел по 3D данным на основе сейсмических атрибутов. Выявлены динамические атрибуты, наилучшим образом характеризующие геометрию палеорусел; проведена градация атрибутов от неинформативных к информативным с высокой детальностью. Наиболее информативный атрибут для выделения палеорусловых тел – спектральная декомпозиция и ее модификация в формате интенсивности. На его основе выделено самое крупное русло и произведена оценка эффективной мощности его коллектора

двумя методами: на основе спектральной декомпозиции без учета скважинной информации и на основе геостатистического анализа с ее учетом. Оба подхода дали схожие результаты с учетом погрешности расчетов. Это позволяет применять подход оценки мощности объектов по спектральной декомпозиции для площадей с нехваткой скважинной информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ампилов Ю. П. От сейсмической интерпретации к моделированию и оценке месторождений нефти и газа. – М.: Спектр, 2008. – 384 с.
2. Ампилов Ю. П. Поглощение и рассеяние волн в неоднородных средах. – М.: Недра, 1992. – 155 с.
3. Логинов Д. В., Лаврик С. А. Некоторые методы определения информативного набора сейсмических атрибутов для прогнозирования свойств коллекторов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2010. – Т. 5. – № 1. – Точка доступа: http://www.ngtp.ru/rub/3/3_2010.pdf.
4. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт (литолого-фациальных, структурных и палеогеологических) / ред. В. И. Богацкий, З. В. Ларионова. – Ухта, 2002. – 132 с.
5. Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка. В 2 т. Т. 2. Пер. с англ. – М.: Мир, 1987. – 400 с.
6. Abdi H., Williams L. J. Principal component analysis // WIREs Computational Statistics. – 2010. – Vol. 2. – P. 433–459.



7. **Ampilov Y. P.** From Seismic Interpretation to Modelling and Assessment of Oil and Gas Fields // Publisher: EAGE Publications, 2010. – 274 p.

8. **Barnes, A. E.** Handbook of Poststack Seismic Attributes // SEG. – 2016. – No. 21. – P. 47–71.

9. **Castanga J. P., Sun S., Siegfried R.** Instantaneous spectral analysis: detection of low- frequency shadows associated with hydrocarbons // The Leading Edge. – 2003. – No. 2. – P. 120–127.

10. **Chopra S., Marfurt K. J.** Seismic attributes – A historical perspective // Geophysics. – 2005. – No. 70. – P. 3–28. – Available at: <https://doi.org/10.1190/1.2098670>.

11. **Chopra S., Marfurt K. J.** Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. – Tulsa: SEG Books, 2007. – 464 p.

REFERENCES

1. Ampilov Yu.P. *Ot seysmicheskoy interpretatsii k modelirovaniyu i otsenke mestorozhdeniy nefiti i gaza* [From seismic interpretation to modeling and evaluation of oil and gas fields]. Moscow, Spektr Publ., 2008. 384 p. (In Russ.).

2. Ampilov Yu.P. *Pogloshchenie i rasseyaniye voln v neodnorodnykh sredakh* [Absorption and scattering of waves in inhomogeneous media]. Moscow, Nedra Publ., 1992. 155 p. (In Russ.).

3. Loginov D. V., Lavrik S.A. [Some methods for determining an informative set of seismic attributes

for predicting reservoir properties]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 2010, vol. 5, no. 1. (In Russ.). Available at: http://www.ngtp.ru/rub/3/3_2010.pdf.1. (In Russ.).

4. Nikonov N.I., Bogatskiy V.I., *Timano-Pechorskiy sedimentatsionnyy basseyn, atlas geologicheskikh kart* [Timan-Pechora sedimentary basin, atlas of geological maps]. Ukhta, 2000. 132 p. (In Russ.).

5. Sheriff R., Geldart L. *Seysmorazvedka. T. 2* [Seismic exploration. Vol. 2]. Moscow, Mir Publ., 1987. 400 p. (In Russ.).

6. Abdi H., Williams L.J. Principal component analysis. *WIREs Computational Statistics*, 2010, vol. 2, pp. 433–459.

7. Ampilov Y.P. From Seismic interpretation to modelling and assessment of oil and gas fields. EAGE Publications, 2010. 274 p.

8. Barnes A.E. Handbook of poststack seismic attributes. *SEG*, 2016, no. 21, pp. 47–71.

9. Castanga J. P., Sun S., Siegfried R. Instantaneous spectral analysis: detection of low- frequency shadows associated with hydrocarbons. *The Leading Edge*, 2003, no. 2, pp. 120–127.

10. Chopra S., Marfurt K.J. Seismic attributes – A historical perspective. *Geophysics*, 2005, no. 70, pp. 3–28. Available at: <https://doi.org/10.1190/1.2098670>.

11. Chopra S., Marfurt K.J. Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization Tulsa, SEG Books, 2007. 464 p.

© Е. К. Куприянова, Р. Ш. Сайфутдинов, С. В. Моисеев, И. Н. Керусов, П. А. Алексеева, Л. Ф. Воробьева, 2020



УДК (552.513:551.762.1/.2):550.84(571.1)

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ДИАГРАММЫ Д. У. ХАУСКНЕХТА ДЛЯ ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ УПЛОТНЕНИЯ И ЦЕМЕНТАЦИИ НА ПОРИСТОСТЬ НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ПЕСЧАНИКОВ НЮРОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ И КОЛТОГОРСКО-УРЕНГОЙСКОГО МЕГАПРОГИБА

Е. А. Предтеченская

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

С помощью диаграммы Д. У. Хаускнехта определена степень воздействия аутигенной цементации, растворения под давлением и механического уплотнения на сокращение пористости и межзернового объема песчаников нижней – средней юры в Томской области. Проанализированы песчаники надоякского (нижний тоар – нижний аален, пласт Ю₁₅), вымского (нижний байос, пласты Ю₁₁–Ю₁₄), леонтьевского (нижний – верхний байос, пласты Ю₈–Ю₁₀) и малышевского (верхний байос – бат, пласты Ю₃–Ю₆) горизонтов, вскрытые скважинами в западных районах Нюрольской впадины и южной части Колтогорско-Уренгойского мегапрогиба в интервале 2702–3326 м. Установлено, что сокращение межзернового объема изученных пород связано не только с их генезисом, вещественным составом и структурно-текстурными особенностями, но и с количеством, типом и составом цемента. Выявлено, что основным фактором, влияющим на сокращение первичного объема порового пространства терригенных пород до глубины около 2900–3000 м, является аутигенная цементация, а глубже – механическое уплотнение и растворение обломочных зерен под давлением. Для позднеотоар-ааленских песчаников на изученных площадях вклад фактора механического уплотнения и растворения под давлением на сокращение первичного межзернового объема составил 38–53 %, а для песчаников байос-бата – 20–30 %. Для последних доля аутигенной цементации составила 24–56 %. Также рассмотрены обстоятельства, ограничивающие данный метод и возможности его применения для других типов пород.

Ключевые слова: уплотнение, цементация, растворение под давлением, пористость, межзерновой объем, коллекторы углеводородов, песчаники, нижняя – средняя юра, Западная Сибирь.

EXPERIENCE OF D. HOUSKNECHT DIAGRAM FOR IMPACT ASSESMENT OF CONSOLIDATION AND CEMENTATION ON POROSITY OF THE LOWER-MIDDLE JURASSIC SANDSTONES OF THE NYUROLKA DEPRESSION AND THE KOLTOGOR-URENGOY MEGATROUGH

Е. А. Predtechenskaya

Siberian reseatch Institut of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

Using D. U. Hausknecht diagram, the degree of impact of authigenic cementation, pressure solution and mechanical consolidation on the reduction of porosity and intergranular volume of the Lower - Middle Jurassic sandstones in the territory of the Tomsk region was determined. Sandstones of the Nadoyakha (Lower Toarcian – Lower Aalenian, bed Yu₁₅), Vymskoye (Lower Bajocian, beds Yu₁₁–Yu₁₄), Leontievskiy (Lower-Upper Bajocian, beds Yu₈–Yu₁₀) and Malyshevka (Upper Bajocian – Bathonian, beds Yu₃–Yu₆) were analyzed horizons penetrated by a number of wells in western regions of the Nyurolka depression and the southern part of the Koltogor-Urengoy megatrough in the depth interval 2702–3326 m. It was found that the reduction in the intergranular volume of studied rocks is associated not only with their genesis, material composition, and structural and textural features, but also with the amount, type and composition of cement. It was revealed that the main factor influencing the reduction of the primary volume of the pore space of terrigenous rocks to a depth of ~ 2900–3000 m is the authigenic cementation, and below 3000 m the leading role is played by mechanical consolidation and dissolution of detrital grains under pressure. For Late Toarcian-Aalenian sandstones in the studied areas, the contribution of the factor of *mechanical consolidation and pressure solution* on the reduction of the primary intergranular volume was 38–53%, and for sandstones of the Bajocian – 20–30%. For the latter, the share of *authigenic cementation* was 24–56%. The work also considers circumstances that limit this method and possibilities of its application for other types of rocks.

Keywords: consolidation, cementation, pressure solution, porosity, intergranular volume, hydrocarbon reservoirs, sandstones, Lower-Middle Jurassic, Western Siberia.

DOI 10.20403/2078-0575-2020-3-30-42

Известно, что уменьшение объема межзернового порового пространства пород в результате механического уплотнения и растворения обломочных зерен под давлением является необратимым процессом, влияющим на нефтеотдачу пластов [9, 19,

20 и др.]. Несмотря на значительно возросший за последние годы интерес литологов к вопросам механического уплотнения, цементации и растворения под давлением обломочных зерен терригенных пород [4, 7, 10], этой проблеме до сих пор не уделяется

достаточного внимания. Решение данного вопроса особенно актуально в связи с прогнозированием зон, благоприятных для формирования улучшенных коллекторов на больших глубинах, в частности в составе глубоко залегающих нефтегазоперспективных ниже-среднеюрских песчаных горизонтов осадочного чехла на территории Обь-Иртышского междуречья [4, 7, 12, 14, 19]. В связи с уплотнением, катаклизмом, пластической деформацией и растворением под давлением обломочных зерен структура порового пространства пород необратимо изменяется, а его объем сокращается [3, 12, 14, 23 и др.]. В это же время в определенных термодинамических и фациальных условиях процесс механического приспособления зерен обломочного каркаса пород может приостанавливаться, вследствие чего первоначальный объем межзернового пространства сохраняется или даже может возрасти [4, 10, 16 и др.].

Литологические исследования ниже-среднеюрских отложений Западной Сибири, проведенные в различные годы сибирскими учеными Т. И. Гуровой, Г. Н. Перозио, З. Я. Сердюк, Ю. П. Казанским, Л. С. Черновой и др., показали, что повышенные значения открытой пористости наблюдаются в хорошо отсортированных, слабо сцементированных, крупнозернистых песчаниках аллювиальных, русловых и дельтовых фаций, содержащих повышенное количество обломочного кварца и аутигенного каолинита. Кроме того, отечественными и зарубежными исследователями установлено, что к ухудшению открытой и эффективной пористости терригенных пород приводят следующие факторы: уменьшение медианного диаметра пор и поровых каналов; снижение удельной поверхности пор в результате механического уплотнения, растворения под давлением и аутигенной цементации. При этом последний фактор более значим на глубинах менее 2500–3000 м и проявляется на более ранних стадиях литогенеза.

Установлено, что пористость современных песков варьирует от 3–5 до 17–45 % в зависимости от их фациальной принадлежности [6, 11, 18, 21, 22, 26 и др.]. Для древних песков и песчаников эти показатели существенно ниже. Максимальные значения характерны для эоловых, русловых и пляжевых отложений [9, 16, 23 и др.]. Экспериментально показано, что пески с сортировкой от хорошей до идеальной характеризуются значениями пористости 38–43 % [26, 29]. Установлено также, что пористость самой рыхлой кубической упаковки идеальных сфер составляет 47,6 % [31], а первоначальная пористость хорошо отсортированного песчаника – примерно 40 % [31, 32]. Ее уменьшение с глубиной связано главным образом с уплотнением под действием геостатической нагрузки и межзернового растворением под давлением. При этом предполагается, что вторичная цементация и химическое растворение обломочных зерен имеют подчиненное значение. В ряде случаев в результате растворения под давлением весь объем межзернового порового простран-

ства может быть разрушен практически полностью [10, 27]. Эксперименты показали, что с помощью механического уплотнения объем межзернового пространства в хорошо окатанных песках, состоящих из непластичных зерен, может уменьшиться до 26 % [28]. Дальнейшее его сокращение происходит лишь путем химического растворения каркасных обломков и перераспределения внутривпорового аутигенного материала.

У литологов давно сложилось представление о том, что цементация пород снижает их пористость, а химическое растворение обломков каркаса пород, напротив, способствует ее увеличению. При этом роль механического уплотнения и контактного растворения под давлением обычно почти не учитываются. Для того чтобы оценить степень влияния этих процессов, используют достаточно трудоемкую методику подсчета типов и количества межзерновых контактов в шлифах [8, 9], которая в литологических исследованиях широко не распространена. Экспрессная оценка влияния процессов механического уплотнения и цементации на пористость песчаных пород была впервые предпринята Д. У. Хаускнехтом [29]. Он предложил четырехугольную диаграмму, верхняя горизонтальная ось которой отвечает содержанию в породах цемента (объему пор, занятых цементом), нижняя горизонтальная – значению первичной пористости, разрушенной цементацией, левая вертикальная – значениям первичного межзернового объема, правая вертикальная – значениям первичной пористости, разрушенной механическим уплотнением и растворением под давлением обломочных зерен.

Значение первоначальной пористости, разрушенной уплотнением и цементацией, можно определить по формулам (значения всех величин в %)

$$P_{нач. (y)} = [(40 - V_{мз. пр-ва})] / 40 \cdot 100 \%;$$

$$P_{нач. (ц)} = (S_{цем} / 40) \cdot 100 \%,$$

где $P_{нач(y)}$ – первоначальная пористость, разрушенная уплотнением; $P_{нач(ц)}$ – первоначальная пористость, разрушенная цементацией; $V_{мз. пр-ва}$ – объем межзернового пространства; $S_{цем}$ – сумма минералов цемента.

Межзерновая пористость ($P_{мз}$) понимается как величина межзернового объема ($V_{мз}$) минус количество цемента ($S_{цем}$):

$$P_{мз} = V_{мз} - S_{цем}.$$

Линии равной межзерновой пористости изображены на графике в виде диагоналей. Пунктирная линия разделяет диаграмму на две части: ту, где основную роль играет цементация, и ту, где превалирует механическое уплотнение и растворение под давлением. Для нанесения фигуративных точек на диаграмму нужно иметь данные об открытой межзерновой пористости породы, определенной каким-либо из классических лабораторных методов (например, методом Преображенского), и о содержании цемента, определенного в петрографических шлифах.

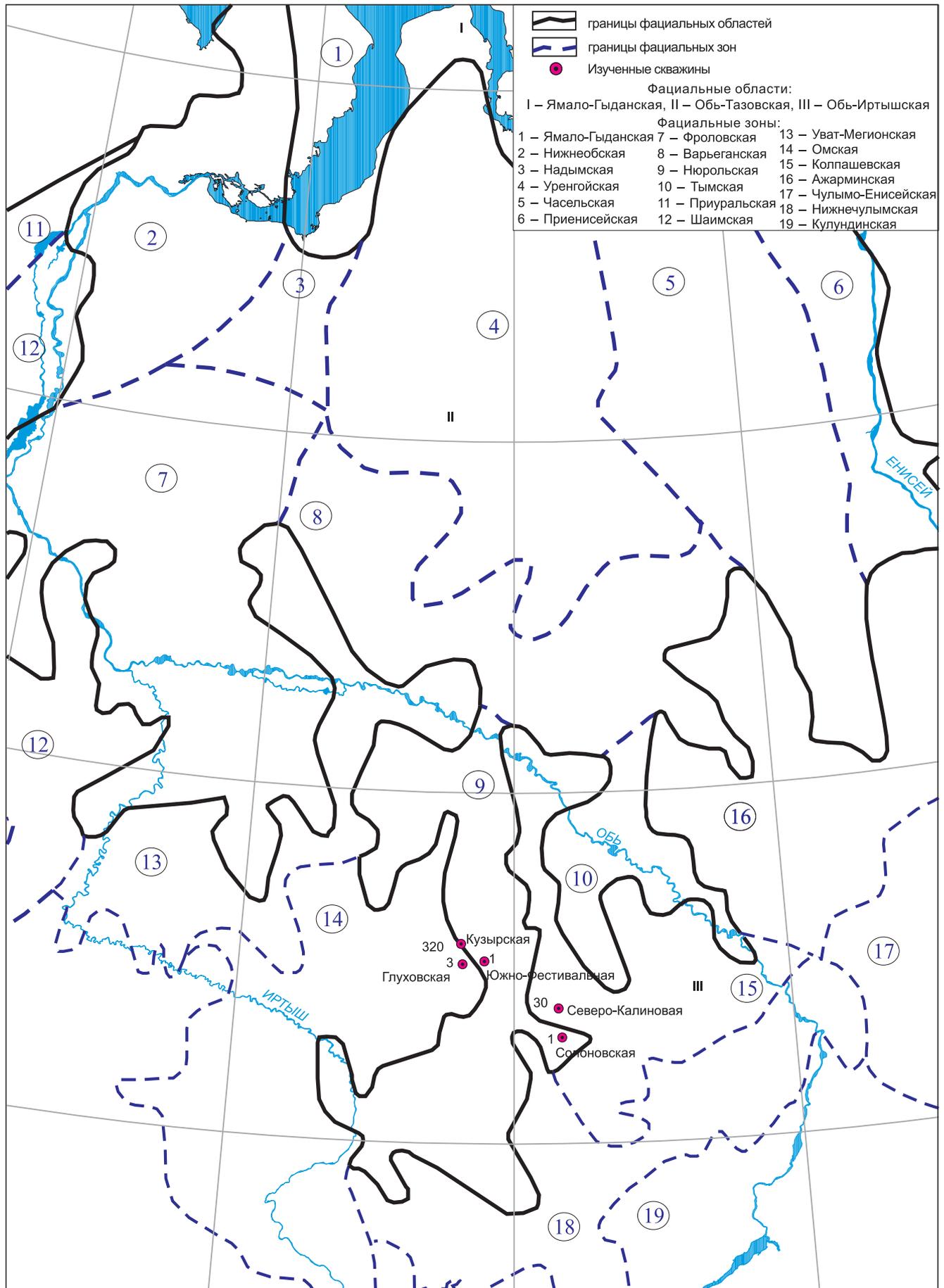


Рис. 1. Местоположение изученных скважин на схеме структурно-фациального районирования для нижней и средней (без келловея) юры Западной Сибири [17]

Предложенная Д. У. Хаускнехтом диаграмма может быть использована для определения влияния процессов аутигенной цементации и катагенетического уплотнения под давлением на сокращение первичного межзернового объема, а также для выяснения, почему определенные типы песчаных пород сохраняют коллекторские свойства лучше, чем другие.

Результаты изучения песчаников Наггет (нижняя юра, месторождения Аншуц, Ранч Ист, бассейн Грин-Ривер, США) и Бромид (ордовик, серия Симпсон, США) позволили Л. Дж. Аукреманну [24], Д. У. Хаускнехту [29, 30] и М. Т. Хэлду [25] сделать вывод о том, что для глубоко залегающих отложений механическое уплотнение и растворение зерен под давлением играют более важную роль, чем цементация. Максимальная пористость при этом сохраняется в образцах, которые подверглись наименьшему растворению на контактах между зернами. Позднее эти выводы были подтверждены сибирскими учеными (О. Г. Зариповым [2, 3], Н. Х. Кулахметовым [3], Е. А. Предтеченской [14, 15], Л. Д. Малюшко [15]) и др.), изучавшими состав и коллекторские свойства мезозойских песчаников Западной Сибири. Диаграмма Хаускнехта успешно применялась И. М. Юсефом [23, 33] при изучении пористости пород-коллекторов нефтегазоносных формаций Mulussa F и Rutba на территории грабена Евфрат в Сирии. В результате выявлена доминирующая роль процессов уплотнения при снижении межзерновой пористости верхнетриасовых и нижнемеловых пород с глубиной. Установлено также, что за счет уплотнения исходная пористость сократилась на 47,5–59,5 %, в то время как за счет цементации – на 19–25,2 %.

С помощью указанной диаграммы [29] автором данной работы проанализированы причины сокращения пористости ниже-среднеюрских песчаников пластов Ю₂₋₆–Ю₁₅, вскрытых скважинами в западных районах Нюрольской впадины и южной части Колтогорско-Уренгойского мегапрогиба (рис. 1). Возрастные датировки основаны на палинологических исследованиях, выполненных сотрудниками СНИИГиМС О. Н. Костешей и В. В. Сапьяником. При анализе кернового материала использована стратиграфическая схема, принятая МСК в 2003 г. [17] (рис. 2).

Нижняя юра. Надояхский горизонт (верхний тоар – нижний аален), пласт Ю₁₅

Для исследований были использованы образцы песчаников пласта Ю₁₅ в составе надояхского горизонта, вскрытые в западных районах Томской области скважинами Северо-Калиновой 30, Солоновской 41 и Южно-Фестивальной 1 на глубине 2904–3247 м (см. таблицу). Надояхский горизонт на рассматриваемых площадях залегает либо на выветрелых породах доюрского основания, либо подстилается тогурской свитой. Наиболее высокое

гипсометрическое положение он занимает на Солоновской площади.

Изученные разрезы в их нижней части слагаются ритмично чередующимися прослоями ризозернистых песчаников и алевролитов с редуцированными верхними пачками аргиллитов и углей. Этот комплекс отложений представляет собой осадки меандрирующих палеорусел. Русловые фации вверх по разрезу сменяются пойменно-болотными и озерными. В разрезах наиболее глубоких скважин эта смена происходит на глубине около 3340 м. Грубозернистые разности (гравелиты и гравелитистые песчаники), в ряде случаев с признаками битуминозности, вскрыты скважинами Солоновской 41 и Южно-Фестивальной 1 в зоне сопряжения Нюрольской впадины и Колтогорско-Уренгойского мегапрогиба. Это песчаники пласта Ю₁₅ руслового генезиса с улучшенными коллекторскими свойствами. В составе данного пласта участвуют также фрагменты делювиально-пролювиальных отложений в виде тонких пропластков конгломератов и конгломератобрекчий. Обломки не окатаны или слабо окатаны, плохо отсортированы ($S_o = 1,7-2,3$) на Северо-Калиновой и Солоновской площадях, на Южно-Фестивальной – относительно хорошо ($S_o = 1,1-1,3$), характеризуются высоким суммарным содержанием кварца и полевых шпатов (56–68 % и более). Низкие значения открытой пористости ($KP_{от} = 6,1-8,6$ %) характерны для песчаников с содержанием глинистого цемента 12–16 % (Северо-Калиновая, Солоновская площади), повышенные значения $KP_{от} = 11-16,8$ % (Солоновская, Южно-Фестивальная площади) – для слабо глинистых и слабо известковистых песчаников и гравелитов с суммарным количеством цемента 9–12 %. Следует отметить, что изученные породы отличаются низкой карбонатностью, а ухудшение их коллекторских свойств связано с повышенным содержанием глинистого цемента хлорит-гидро-слиудистого состава.

Применение диаграммы Д. У. Хаускнехта для восстановления первичного межзернового объема нижеюрских нефтегазоносных песчаных пород в районе исследований показало, что слабо отсортированные средне- и крупнозернистые гравелитистые песчаники *надояхского горизонта* (пласт Ю₁₅) делювиально-пролювиальных и русловых фаций на глубинах 2904–2963 м, вскрытые Солоновской скв. 41 и содержащие 34–40 % кварца, 42–44 % обломков пород и 11–16 % глинисто-карбонатного цемента с открытой пористостью 6,1–12,3 %, имели первоначальный межзерновой объем 20–24 % (см. таблицу). Последний сократился на 39–43 % в результате катагенетического уплотнения и растворения под давлением и на 27–37 % за счет аутигенной цементации (рис. 3, а).

На **Южно-Фестивальной площади** грубозернистые песчаники-литокластиты русловых фаций надояхского горизонта отличаются хорошей сортировкой. При содержании цемента 9–10 % (см. та-

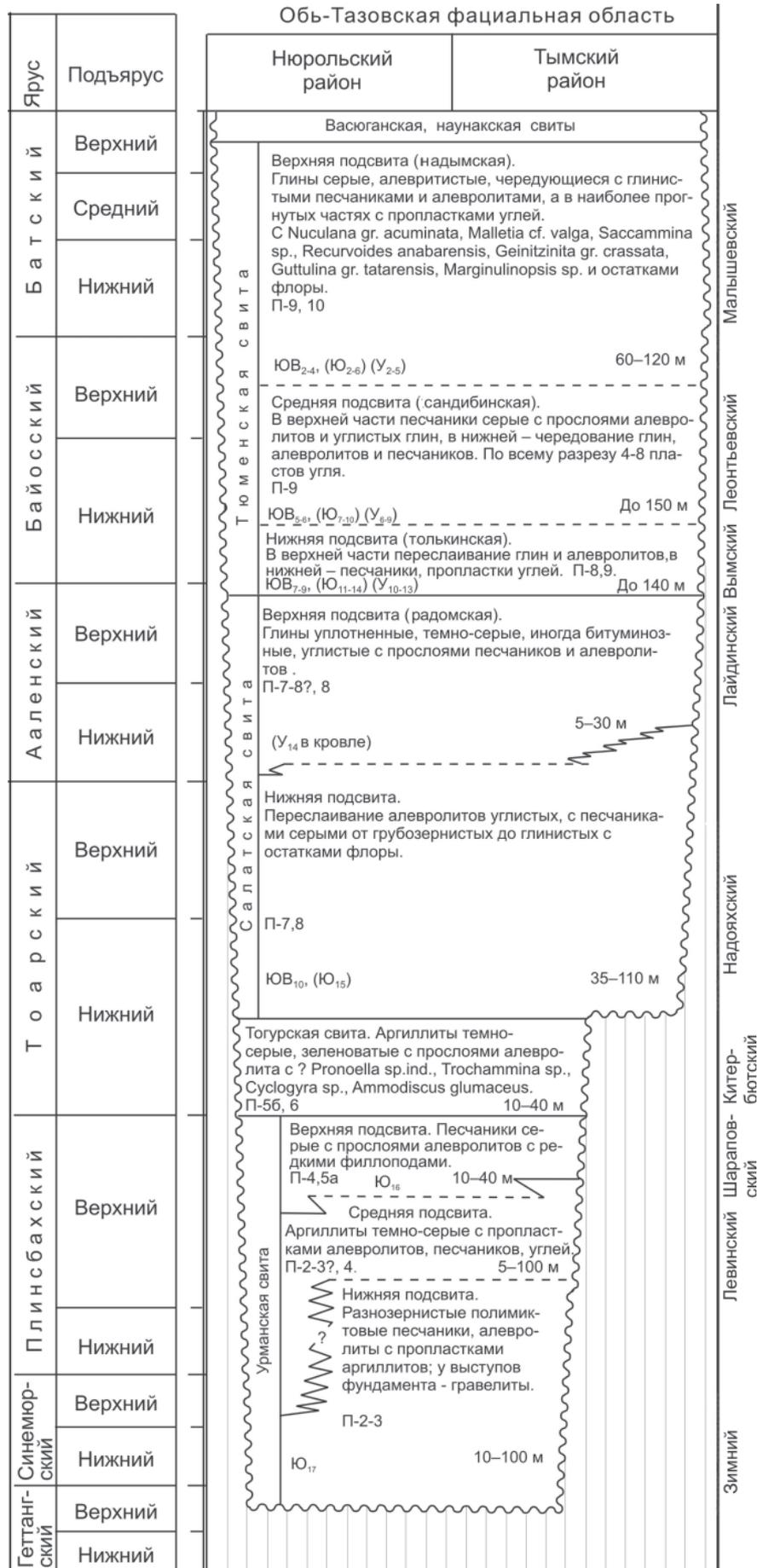


Рис. 2. Стратиграфическая схема ниже-среднеюрских отложений (без келло-вея) Обь-Тазовской фациальной области [17]

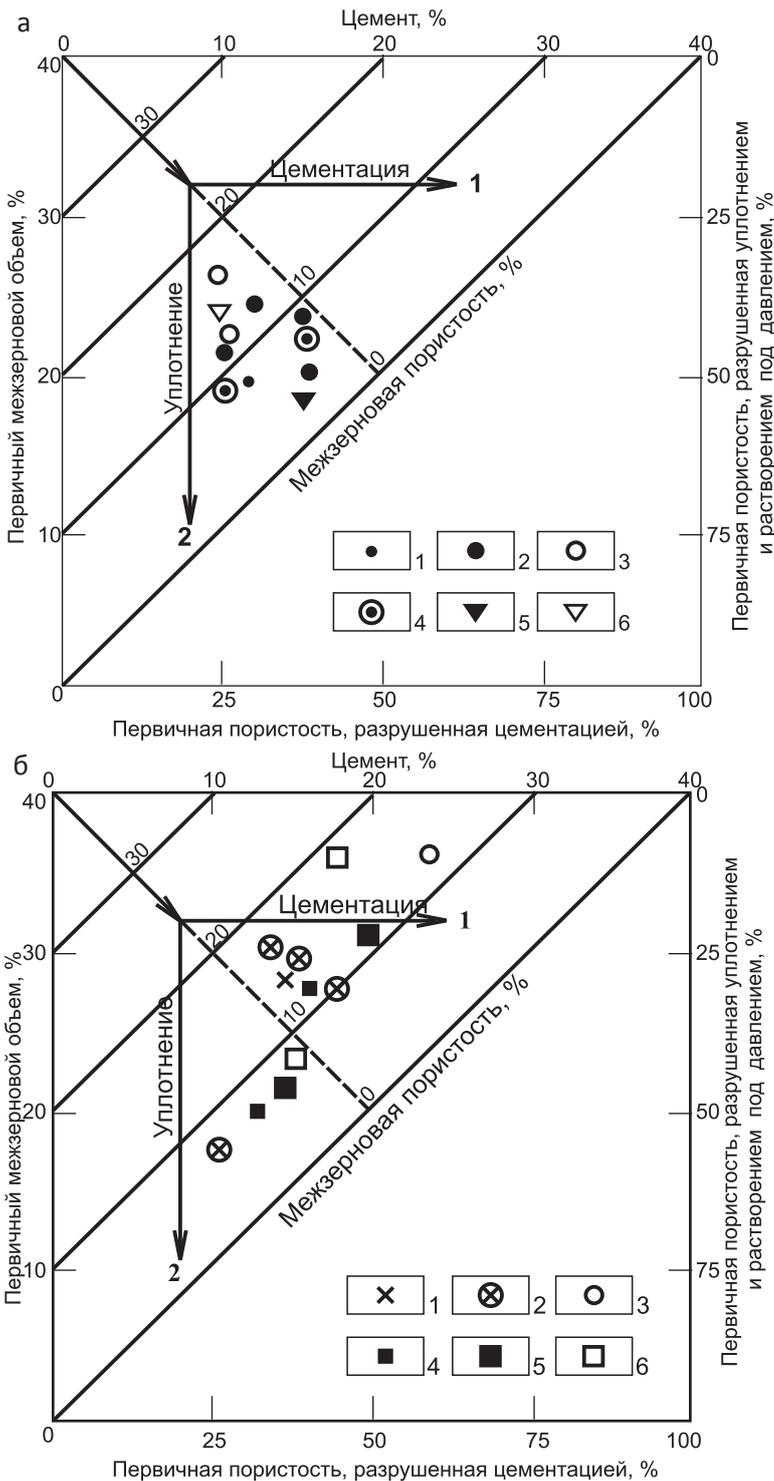


Рис. 3. Диаграмма Д. У. Хаускнехта для песчаников пластов: а – Ю₁₅ (надояхский горизонт) и Ю₁₁–Ю₁₄ (вымский горизонт); б – Ю₈–Ю₁₀ (леонтьевский горизонт) и Ю₃–Ю₆ (малышевский горизонт)

а – Ю₁₅: скважины: 1 – Калиновая 30, 2 – Солоновская 31, 3 – Южно-Фестивальная 1; Ю₁₄: 4 – Южно-Фестивальная 1; Ю₁₃: 5 – Южно-Фестивальная 1; Ю₁₁: 6 – Южно-Фестивальная 1; б – Ю₁₀ – Южно-Фестивальная 1, 2 – Ю₈ – Южно-Фестивальная 1, Северо-Калиновая 30, Курьская 320; 3 – Ю₆ – Южно-Фестивальная 1; 4 – Ю₅ – Южно-Фестивальная 1, Северо-Калиновая 30; 5 – Ю₄ – Глуховская 3; 6 – Ю₃ – Северо-Калиновая 30, Солоновская 31

блицу) они характеризуются относительно высокими значениями открытой пористости (11,1–16,8 %). Их межзерновой объем, изначально составлявший 21–26 %, сократился на 32–44 % вследствие уплотнения под давлением и на 24–25 % из-за цементации (см. рис. 3, а). Таким образом, несмотря на глубину залегания отложений (свыше 3200 м) и большую геостатическую нагрузку, хорошо отсортированные песчаники русловых фаций с небольшим количеством цемента могут сохранять достаточно высокие коллекторские свойства.

Проведенный анализ показал, что первоначальный межзерновой объем песчаников пласта

Ю₁₅ на изученных площадях сократился главным образом за счет катагенетического уплотнения и растворения под давлением (вклад данного фактора 32–53 % против такового аутигенной цементации 24–37 %).

Средняя юра. Вымский (нижний байос, пласты Ю₁₁–Ю₁₄), леонтьевский (нижний – верхний байос, пласты Ю₈–Ю₁₀) и малышевский (верхний баос – бат, пласты Ю₂–Ю₆) горизонты

Для байос-батских отложений на территории исследований характерно ритмичное строение разрезов, представленных в основном переслаи-

ванием русловых песчаников с пойменно-болотными алевролитами и аргиллитами. В скважинах, вскрывших данные отложения на глубинах свыше 3000 м на Южно-Фестивальной, Глуховской и Кузырской площадях, изучены преимущественно русловые и пролювиально-аллювиальные породы, сложенные мелко-, средне- и крупнозернистыми песчаниками с повышенным содержанием кварца, с обилием аутигенных каолинита и сидерита, в кровле малышевского горизонта – с новообразованиями пирита и лептохлорита. Текстура пород, как правило, массивная, однородная, часто грубая косослоистая, реже косослоистая мелкого масштаба, перистая, волнисто-слоистая и прерывистая горизонтально-слоистая. В кровле малышевского горизонта (группа пластов Ю₂–Ю₆) вскрываются пойменные отложения с большой долей болотных и озерно-болотных образований с невысокими коллекторскими свойствами (6,2–10 %). Так, низкими коллекторскими свойствами отличаются песчаники пойменных фаций, вскрытые скважинами Северо-Калиновой 30 и Солоновской 41 в интервале глубин 2702–3030 м. Они сложены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами (M_d 0,06–0,15 мм) с высоким содержанием глинисто-карбонатного цемента (гидрослюда, хлорит, сидерит). Переслаивающиеся с ними русловые песчаники характеризуются значениями $KP_{от} = 11,9–19 \%$.

Диаграмма Д. У. Хаускнехта была использована для анализа песчаников среднеюрских пластов, вскрытых скважинами Глуховской 3 (пласт Ю₄), Северо-Калиновой 30 (Ю₃, Ю₅, Ю₈), Солоновской 41 (Ю₈, Ю₁₀), Южно-Фестивальной 1 (Ю₅, Ю₆, Ю₈–Ю₁₄) (см. рис. 3, а, таблицу). Пласты Ю₁₁–Ю₁₄ на Южно-Фестивальной площади сложены средне-, крупно- и средне-крупнозернистыми песчаниками, пласты Ю₂–Ю₈ на Южно-Фестивальной, Северо-Калиновой и Кузырской площадях – мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, в основном хорошо и в средней степени отсортированными, по составу отвечающими кварцевым грауваккам и граувакковым аркозам. Среди обломков пород в их составе преобладают устойчивые к выветриванию кремнистые разности. Песчаники сцементированы карбонатами (кальцитом и сидеритом), содержание которых достигает 15–17 %, в меньшей степени – глинистым материалом (2–9 %). Минимальные значения открытой пористости (6,2–7,1 %) характерны для пойменных песчаников на Глуховской и Кузырской площадях (см. таблицу).

Вымский горизонт (верхний байос, пласты Ю₁₁–Ю₁₄)

В обработку были включены средне- и крупнозернистые песчаники вымского горизонта, вскрытые Южно-Фестивальной скв. 1. Это хорошо и очень хорошо отсортированные разности русловых фаций, представленные кварц-полевошпатовыми граувакками с высоким содер-

жением устойчивых к выветриванию обломков пород, слабо глинистыми (4–8 %), с содержанием карбонатного цемента 2–12 %. Их открытая пористость 4,5–13,9 %, при этом относительно низкие значения данного параметра (4,5–7,7 %) характерны для песчаников с повышенным содержанием карбонатного цемента (12 %) (см. таблицу). Невысокие значения открытой пористости (6–8 %) при содержании в породах аутигенных карбонатов до 10–15 % были отмечены В. С. Литвиным с соавторами [5] в терригенных коллекторах Днепровско-Донецкой впадины. Ухудшение коллекторских свойств пород, связанное с катагенетической карбонатизацией на глубине свыше 3000 м, по данным К. И. Смольяниновой [20] и А. А. Башировой с соавторами [1], наблюдается также в районе Терско-Сунженской впадины и Предкавказского прогиба.

Восстановленный межзерновой объем изученных автором песчаников вымского горизонта представлен на рис. 3, в. Их первоначальный межзерновой объем составлял 18–23 % (см. таблицу). Его сокращение было обусловлено в равной мере процессами катагенетического уплотнения (вклад фактора 27–50 %) и аутигенной цементации (24–50 %), но в отдельных образцах грубозернистой структуры (например, обр. 41) более существенную роль сыграла аутигенная цементация.

Леонтьевский горизонт (нижний – верхний байос, пласты Ю₈–Ю₁₀)

Для песчаников леонтьевского горизонта был произведен анализ причин потери пористости по керну скважин Южно-Фестивальной 1, Северо-Калиновой 30 и Кузырской 320 (см. рис. 3, а). Песчаники мелкозернистые, хорошо отсортированные, с высоким содержанием кварца (до 75–85 %), сформировались в условиях прирусловой отмели. На Кузырской площади доминируют кварцевые и полевошпатово-кварцевые граувакки, содержащие до 85 % кварца. На Южно-Фестивальной площади в составе цемента преобладают гидрослюда и сидерит (в сумме 15–17 %), на Кузырской – гидрослюда и каолинит (в сумме 10 %). Открытая пористость этих пород не превышает 13,4 % (см. таблицу). Наиболее грубозернистые разности в разрезе Северо-Калиновой скв. 30 имеют пористость 8–12,7 %, в то время как в Кузырская скв. 320 открытая пористость песчаников с глинистым цементом и преобладанием пластичных обломков эффузивных пород не превышает 5–6 %, а проницаемость составляет $0,05 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

С помощью диаграммы Д. У. Хаускнехта (см. рис. 3, б) установлено, что песчаники с глинистым цементом утратили часть пористости за счет катагенетического уплотнения (25–27 %) и аутигенеза (37–57 %), а карбонатные – за счет диагенетической сидеритизации (36–43 %) и катагенетического уплотнения (25–30 %). Сокращение первоначального



Литолого-минералогическая характеристика песчаников

Скважина	№ обр.	Глубина, м	Пласт	Порода	Md	So	Вещественный состав, %			Цемент, %		Открытая пористость, %	Первичный межзерновой объем, %	Сокращение пористости (%) за счет	
							кв	пш	обл	гл	карб			уплотнения	цементации
Пласты Ю ₁₋₅ (надоякский горизонт) и Ю ₁₁₋₁₄ (вымский горизонт)															
Северо-Калиновская 30	28	3054	Ю-15	Алевролит кз	0,06	1,69	42	15	43	12	0	12	19	53	27
Солоновская 41	26	2904	Ю-15	Песчаник сз	0,28	2,33	42	15	43	14	2	16	20	43	27
	36	2946	Ю-15	Песчаник сз	0,48	1,71	34	22	44	8	7	15	22	39	36
	40	2956	Ю-15	Гравелит	2,00	7,20	45	12	43	6	6	12	24	38	30
	48	2963	Ю-15	Песчаник сз-кз	0,69	2,30	40	18	42	6	5	11	21	39	27
Южно-Фестивальная 1	45	3244	Ю-15	Песчаник кз	0,75	1,31	44	24	32	8	1	9	26	32	24
	46	3247	Ю-15	Песчаник кз	0,80	1,10	35	17	48	8	2	10	21	44	25
	38	3185	Ю-14	Песчаник сз	0,35	1,34	36	20	44	4	12	16	22	40	36
	41	3197	Ю-14	Песчаник сз-кз	0,50	1,40	37	19	44	4	7	11	19	27	50
	35	3146	Ю-12	Песчаник сз	0,35	1,28	38	19	43	4	12	16	18	50	38
	33-а	3130	Ю-11	Песчаник кз	0,58	1,60	34	40	26	8	2	10	23	38	24

Пласты Ю₈₋₁₀ (леонтьевский горизонт) и Ю₃₋₆ (малышевский горизонт)

Южно-Фестивальная 1	22	3061	Ю-10	Песчаник сз	0,25	1,5	47	43	10	8	7	17	28	27	37
	19	3046	Ю-8	Песчаник мз	0,20	1,5	75	10	15	4	13	17	27	30	43
	11	2920	Ю-6	Песчаник мз	0,18	1,6	45	44	11	7	17	24	37	9	56
	9	2960	Ю-5	Песчаник мз	0,16	2,4	43	12	45	0	12	12	20	50	29
Северо-Калиновская 30	20	3030	Ю-8	Алевролит кз	0,06	1,8	30	36	34	5	10	15	29	25	36
Кузырская 320	3	3326	Ю-8	Песчаник мз	0,20	1,3	85	5	10	9	10	19	17	25	57
Северо-Калиновская 30	17	2877	Ю-5	Песчаник мз	0,15	1,7	35	40	25	9	7	16	28	30	39
	11	2702	Ю-3	Песчаник мз	0,11	1,6	48	32	20	6	10	16	23	36	40
Глуховская 3	2	3099	Ю-4	Песчаник мз	0,20	2,4	48	10	42	8	5	13	21	35	44
	4	3106	Ю-4	Алевролит кз	0,05	2,1	40	13	47	5	15	20	32	20	51
Солоновская 41	14	2728	Ю-3	Алевролит кз	0,08	2,5	44	34	22	2	16	18	37	9	42

Примечания. Породы: кв – кварц, пш – полевые шпаты, обл – обломки; мз, сз, кз – мелко-, средне- и крупнозернистые; сз-кз и кз-сз – средне-крупно- и крупно-среднезернистые. Md – средний размер зерен; So – коэффициент сортировки; цемент: гл – глинистый, карб – карбонатный, S – сумма.



чального межзернового объема этих пород более чем в 2 раза произошло в результате их цементации глинистым (хлорит-гидрослюдистым) с примесью гидроокислов железа и сидерита и карбонатным (кальцит, доломит) материалом на разных стадиях литогенеза. Катагенетическая карбонатизация стала причиной резкого ухудшения коллекторских свойств даже у хорошо отсортированных песчаников с высоким содержанием обломочного кварца. Так, первичный межзерновой объем хорошо отсортированного мелкозернистого песчаника (обр. 19, Южно-Фестивальная скв. 1), содержащий 75 % кварца и 13 % порового кальцита (в сумме 17 % цемента) сократился более чем в два раза (до 12,7 %), за счет аутигенной цементации (43 %) и на 30 % – за счет механического уплотнения (см. таблицу, рис. 3, б). Первичная пористость аналогичного по составу и степени отсортированности, но более глубоко залегающего песчаника (обр. 3, Кузырская скв. 320, гл. 3326 м) уменьшилась почти в 3 раза за счет аутигенной цементации (57 %) и только на 25 % за счет катагенетического уплотнения и растворения под давлением (см. рис. 3, б). В целом первичный межзерновой объем песчаников пластов Ю₈–Ю₁₀ сократился преимущественно за счет аутигенной цементации (36–57 %), в то время как значение катагенетического уплотнения при этом существенно ниже (25–30 %) (см. таблицу).

Малышевский горизонт (верхний байос – бат, пласты Ю₃–Ю₆)

Отложения малышевского горизонта (пласты Ю₃–Ю₆) были проанализированы по керну скважин Глуховской 3, Северо-Калиновой 30, Солонвской 41 и Южно-Фестивальной 1 в интервале глубин 2702–3106 м (см. таблицу). Мелкозернистые песчаники пойменного генезиса, вскрытые Глуховской скв. 3, отличаются относительно слабой сортировкой, более высоким содержанием обломков пород (42–47 %), глинисто-карбонатного цемента (13–20 %) и низкими значениями открытой пористости (7–10,8 %). В разрезе, вскрытом этой скважиной, доминируют граувакки-литокластиты с высоким содержанием обломков метаморфических пород. В составе цемента преобладают карбонаты (кальцит, доломит, анкерит). Низкие коллекторские свойства пород обусловлены высоким содержанием пластичных обломков и интенсивным развитием аутигенных глинистых и карбонатных цементов.

Анализ фактического материала по изученным верхнебайос-батским отложениям показал следующее. В то время как современное значение открытой пористости песчаников не превышает 10–12 %, редко 19 % (обр. 14, Солонвская скв. 41), значение восстановленного первичного межзернового объема варьирует от 21 до 37 % (см. таблицу, рис. 3, б). Сокращение последнего в 2–3 раза произошло в основном вследствие влияния седиментационно-диа-

генетической и аутигенной цементации (29–56 %), в то время как вклад фактора уплотнения под давлением неоднозначен и варьирует от 9–20 до 35–50 %. Фактор уплотнения (51–56 %) повлиял преимущественно на песчаники с содержанием карбонатного цемента в количестве 15–17 %, а первоначальный межзерновой объем слабо глинистых и малоизвестковистых разностей снизился, главным образом под влиянием геостатической нагрузки (35–50 %, а цементация – 29–44 %).

Возможности и ограничения метода

Вопрос о влиянии формы зерен на процесс катагенетического уплотнения и цементации, влияющих на коллекторские свойства пород, до сих пор изучен недостаточно. Опытным путем доказано, что породы, сложенные слабо окатанными несферическими зернами близкого размера, имеют более высокую первоначальную пористость, чем пески, состоящие из сферических и хорошо окатанных зерен [26, 31]. Однако для первых отмечена тенденция к более быстрому сокращению порового пространства в литогенезе. Поэтому при оценке влияния процессов механического уплотнения, растворения под давлением и аутигенной цементации на изменение пористости пород необходимо знать средний диаметр зерен, степень их сортировки и окатанности.

Выбор 40 % в качестве максимального значения первоначальной пористости не всегда достаточно обоснован. Так, первичная пористость слабо отсортированного песчаника (обр. 26, Солонвская скв. 41, см. таблицу) заведомо ниже 40 % – не более 11–12 %. Первоначальная пористость хорошо отсортированного песка может достигать 45 %. В таких случаях использование диаграммы Д. У. Хаускнехта, вероятно, покажет искаженное представление о роли рассматриваемых факторов в сокращении пористости. Эту проблему можно решить путем подстановки более реальных значений первоначальной пористости в диаграмму и уравнения.

Следует заметить, что применение данной диаграммы может встретить ряд трудностей. В частности, с ее помощью довольно сложно установить относительные доли механического уплотнения и растворения под давлением в сокращении общего межзернового объема без специальных исследований. В данном случае необходимо определение количества межзерновых контактов, сформированных за счет воздействия упомянутых факторов, путем подсчета в шлифах. В то же время этот метод, по мнению Д. У. Хаускнехта [29], можно успешно применять к оолитовым и зернистым известнякам, состоящим из сферических и хорошо окатанных зерен, оолитовым песчаникам и сидеритам, содержащим менее 10 % цемента. Метод непригоден для анализа песчаников-литокластитов, содержащих более 50 % пластичных обломков, а также пород, затронутых наложенными гидротермально-метасоматическими процессами



в зонах дизъюнктивных нарушений и тектонической трещиноватости.

Выводы

Реконструкция первоначального объема порового пространства ниже-среднеюрских песчаников Нюрольской впадины и южных районов Колтогорско-Уренгойского мегапрогиба с помощью диаграммы Д. У. Хаускнехта позволила установить следующее.

1. Катагенетическое уплотнение является основной причиной сокращения пористости и первичного межзернового объема у плохо отсортированных полимиктовых песчаников пойменных фаций по сравнению с хорошо отсортированными кварцевыми разностями русловых и делювиально-пролювиальных фаций. Последние на глубине свыше 3000 м еще сохраняют достаточно высокие значения открытой пористости.

2. Сокращение межзернового объема изученных пород связано не только с их генезисом, вещественным составом и структурно-текстурными особенностями, но и с количеством и типом цемента. Песчаники, сцементированные на ранних стадиях литогенеза Са-, Mg- и Fe-содержащими карбонатами (кальцитом, доломитом, магнезитом, сидеритом, анкеритом), меньше поддаются влиянию катагенетического уплотнения и имеют более высокие значения восстановленного межзернового объема. Песчаники с глинистым и глинисто-железистым (с примесью гидроокислов железа и включениями сидерита) цементом легче уплотняются в катагенезе и необратимо утрачивают свою первоначальную пористость в отличие от песчаников с карбонатным (кальцит, доломит) цементом, которые при условии их частичного растворения агрессивными флюидами могут улучшить свои коллекторские свойства и служить потенциальными коллекторами для углеводородов.

3. Сокращение первичного межзернового объема зависит не только от количества и вещественного состава цемента, но и от соотношения содержания седиментационно-диагенетических и постдиагенетических цементов.

4. Применение диаграммы Д. У. Хаускнехта показало, что на территории исследований основным фактором, влияющим на сокращение первичного объема порового пространства до глубины примерно 3000 м, является аутигенная цементация, а глубже фактор цементации постепенно перестает быть ведущим, уступая постседиментационному уплотнению и растворению обломочных зерен под давлением. Так, если для *позднетоар-раннеаленских* песчаников (надояхский горизонт, пласт Ю₁₅) определяющими причинами в сокращении первичного межзернового объема послужили упомянутые процессы (потеря 45–75 % первичной пористости), то для залегающих выше *песчаников нижнего байоса* (вымский горизонт, пласты Ю₁₁–Ю₁₄) факторы

уплотнения и цементации действовали совместно, уравновешивая друг друга, то для *байос-батских* отложений (леонтьевский, малышевский горизонты, пласты Ю_{8–10}–Ю_{3–6}) причиной сокращения первичного порового объема песчаников на 50–75 % была аутигенная цементация.

Сделанные выводы согласуются с результатами, полученными автором данной статьи совместно с Л. Д. Малюшко [15] на основе обработки исходных литолого-минералогических параметров ниже-среднеюрских продуктивных отложений Центрального Приобья с помощью аппарата математической статистики. В частности, методом двухфакторного корреляционного анализа установлено, что коллекторские свойства русловых песчаников зависят главным образом от фациальных условий седиментации, гранулометрического состава, состава и количества минералов обломочной части и цемента пород. Для обломочных пород пойменных фаций роль аутигенного минералообразования в сокращении их первичной пористости выше, чем для русловых. Для последних, особенно для кварцевых хорошо окатанных и отсортированных разностей, при низком содержании первично-седиментационного цемента как результата более интенсивной промытости, большее значение имеют процессы уплотнения обломочного каркаса под действием геостатической нагрузки. Подтвержден также вывод о ведущем значении факторов уплотнения под давлением и растворения зерен под давлением для песчаников, залегающих на глубине свыше 3000 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Геология** и нефтегазоносность доюрских образований Восточного Предкавказья / А. А. Баширова, Г. Г. Гасангусейнов, Л. И. Джапаридзе и др.; под ред. Д. А. Мирзоева. – Махачкала: Дагнефть, 1978. – 120 с.

2. **Зарипов О. Г.** О некоторых особенностях катагенеза и изменения коллекторских свойств песчаников продуктивных горизонтов (Западная Сибирь) // Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. – М.: МИНХ и ГП им. И. М. Губкина, 1975. – С. 37–38.

3. **Зарипов О. Г., Кулахметов Н. Х.** Сравнительный анализ уплотнения, аутигенеза и коллекторских свойств песчаников неокома и юры Среднего Приобья и северных районов Западно-Сибирской низменности // Нефтегазовая геология и геофизика. – 1974. – № 10. – С. 23–27.

4. **Коллекторские** свойства подсолевых отложений Биикжальской сверхглубокой скважины СГ-2 / Б. К. Прошляков, Т. И. Гальянова, А. Н. Дмитриевский, Ю. Г. Пименов // Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. – М.: Недра, 1977. – С. 189–192. – (Тр. МИНХ и ГП; вып. 123, 124).

5. **Литвин С. В., Долуда М. Е., Харченко С. Д.** Закономерности изменения качества терригенных по-



род-коллекторов Днепровско-Донецкой впадины на больших глубинах // Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. – М.: Недра, 1977. – С. 81–90. – (Тр. МИНХ и ГП; вып. 123, 124).

6. **Обстановки** осадконакопления и фации / Х. Г. Реддинг, Ф. Д. Колдинсон, А. А. Аален. – М.: Мир, 1990. – Т. 1. – 351 с.; Т. 2. – 381 с.

7. **Оценка** и прогноз нефтегазоносности недр на больших глубинах / С. Н. Симаков, К. А. Анисеева, Т. П. Артамонова и др. – Л.: Недра, 1986. – 246 с.

8. **Перозио Г. Н.** Количественная методика стадийного анализа для изучения алевритов и песчаников // Бюл. НТИ. – 1969. – Вып. 218. – 35 с.

9. **Перозио Г. Н.** Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности. – М.: Недра, 1971. – 158 с.

10. **Перозио Г. Н., Малюшко Л. Д.** Закономерности постседиментационного уплотнения гранулярных коллекторов с глубиной // Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. – М.: Недра, 1977. – С. 9–16. – (Тр. МИНХ и ГП; вып. 123, 124).

11. **Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р.** Пески и песчаники. – М.: Мир, 1976. – 535 с.

12. **Постседиментационные** преобразования пород-коллекторов / К. Р. Чепиков, Е. П. Ермолова, Н. А. Орлова, Г. И. Суркова. – М.: Наука, 1972. – 90 с.

13. **Потапов В. П., Дозмарова Н. П.** К вопросу о коллекторских свойствах алевропесчаников на больших глубинах (на примере Тюменской сверхглубокой скважины) // Геология нефти и газа. – 2001. – №3. – С. 57–60.

14. **Предтеченская Е. А.** Анализ корреляционных зависимостей между седиментационными, катагенетическими и физическими свойствами песчано-алевритовых пород Западно-Сибирской плиты на больших глубинах // Применение математических методов и ЭВМ при поисках и разведке месторождений нефти и газа. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1976. – С. 111–114.

15. **Предтеченская Е. А., Малюшко Л. Д.** Роль седиментационных и катагенетических факторов в изменении коллекторских свойств пород с глубиной // Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. – М.: МИНХ и ГП, 1975. – С. 73–78.

16. **Прогнозирование** условий и зон, благоприятных для сохранения первичных и развития вторичных коллекторов на больших глубинах / П. А. Карпов, Н. В. Соловьева, А. Ф. Степанова и др. // Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. – М.: Недра, 1977. – С. 107–113.

17. **Решение** 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.) / ред. Ф. Г. Гурари и др. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. – 114 с.

18. **Рухин Л. Б.** Основы литологии. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. – 780 с.

19. **Сердюк З. Я., Слепокурова Л. Д.** Геолого-геофизические аномалии и их роль при поисках неантиклинальных ловушек УВ в нефтегазоносных толщах Западной Сибири // Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства: матер. Междунар. науч.-техн. конф. – Томск, 2001. – С. 243–246.

20. **Смолянинова К. И.** Коллекторские свойства пород нижнего мела Терско-Сунженского нефтеносного района на глубинах свыше 3000 м и факторы, влияющие на их формирование // Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. – М.: МИНХ и ГП, 1975. – С. 26–28.

21. **Ханин А. А.** Петрофизика нефтяных и газовых пластов. – М.: Недра, 1976. – 295 с.

22. **Ханин В. А.** Терригенные породы-коллекторы нефти и газа на больших глубинах. – М.: Недра, 1979. – 138 с.

23. **Юсеф И. М.** Условия формирования осадочных отложений нефтеносных формаций Mulussa F и Rutba верхнего триаса – нижнего мела Евфрат грабена Сирии: автореф. дис. ... к. г.-м. н. – Казань: КазГУ, 2019. – 24 с.

24. **Япаскерт О. В.** Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. – 2005. – № 3. – С. 3–30.

25. **Aucremann L. J.** Diagenesis and porosity evolution of the Jurassic Nugget Sandstone, Anschutz Ranch East field, Summit Country, Utah: Master's thesis, University of Missouri. – Columbia, Missouri, 1984. – 116 p.

26. **Fuchtbauer H.** Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity // 7th World Petroleum Congress Proceedings. – 1967. – Vol. 2. – P. 363–369.

27. **Heald M. T.** Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri // Journal of Geology. – 1956. – Vol. 64. – P. 16–30.

28. **Houseknecht D. W.** Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones // Bull. AAPG. – 1987. – Vol. 71, no. 6. – P. 633–642.

29. **Houseknecht D. W.** Carbonate cementation and dissolution in the Nugget Sandstone, Anschutz Ranch East field, Summit Country, Utah // SEPM Mid-year Meeting Abstracts, 1984. – P. 9–10.

30. **Houseknecht D. W.** Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation and porosity in a quartzose sandstone // Journal of Sedimentary Petrology. – 1984. – Vol. 54. – P. 348–361.

31. **Gaiser A. F.** A study of porosity and grain relationships in experimental sands // Journal of Sedimentary Petrology. – 1953. – Vol. 23. – P. 180–191.

32. **Graton L. C., Fraser H. J.** Systematic packing of spheres, with particular relation to porosity and permeability // Journal of Geology. – 1935. – Vol. 43. – P. 785–909.

33. **Griffiths J. C.** Scientific method in analysis of sediments / New York, McGraw-Hill, 1967. – 508 p.



34. Yousef I. M., Morozov V. P., El-Kadi M. A. Sedimentological review of upper Triassic (Mulussa F formation) in Euphrates-graben Syria // Medwell publication, Journal of Engineering and Applied Sciences. – 2016. – Special Issue, no. 2. – P. 3067–3079.

REFERENCES

1. Bashirova A.A., Gasanguseynov G.G., Dzhariparidze L.I., et al. *Geologiya i neftegazonosnost doyrskikh obrazovaniy Vostochnogo Predkavkazya* [Geology and petroleum potential of pre-Jurassic formations of the East Pre-Caucasian region]. Makhachkala, Dagneft Publ., 1978. 120 p. (In Russ.).
2. Zarirov O.G. [On some features of catagenesis and change in sandstone reservoir properties of productive horizons (Western Siberia)]. *Kollektory nefti i gaza na bol'shikh glubinakh* [Petroleum and gas reservoirs at great depths]. Moscow, 1975, pp. 37–38. (In Russ.).
3. Zarirov O.G., Kulakhmetov N. Kh. [Comparison study of consolidation, authigenesis and reservoir properties of sandstones of the Neocomian and Jurassic, Middle Ob River Region and northern regions of the Western Siberian Lowland]. *Neftegazovaya geologiya i geofizika*, 1974, no. 10, pp. 23–27. (In Russ.).
4. Proshlyakov B.K., Galyanova T.I., Dmitrievsky A.N., Pimenov Yu.G. [Reservoir properties of subsalt sediments of the Biikzhalskaya super-deep well 2 SD-2]. *Izuchenie kollektorov nefti i gaza, zalegayuschikh na bol'shikh glubinakh* [Study of petroleum and gas reservoirs occurring at great depths]. Moscow, Nedra, 1977, pp. 189–192. (In Russ.).
5. Litvin S.V., Doluda M.E., Kharchenko S.D. [Quality change regularities of terrigenous reservoir rocks of the Dnepr-Donetsk depression at great depths.] *Izuchenie kollektorov nefti i gaza, zalegayuschikh na bol'shikh glubinakh* [Study of petroleum and gas reservoirs occurring at great depths]. Moscow, Nedra, 1977, pp. 81–90. (In Russ.).
6. Redding Kh.G., Coldinson F.D., Aallen A.A. *Obstanovki osadkonakopleniya i fatsii* [Sedimentary environments and facies]. Moscow, Mir Publ., 1990, vol. 1, 351 p.; vol. 2, 381 p. (In Russ.).
7. Simakov S.N., Anikeeva K.A., Artamonova T.P., et al. *Otsenka i prognoz neftegazonosnosti nedr na bol'shikh glubinakh* [Appraisal and prediction of oil and gas occurrence at great depths]. Leningrad, Nedra Publ., 1986. 246 p. (In Russ.).
8. Perozio G.N. [Quantative estimation of stadial analysis for siltstones and sandstones study.] *Byulleten NTI*, Moscow, 1969, issue 218. 35 p. (In Russ.).
9. Perozio G.N. *Epigenez terrigennykh osadochnykh porod Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Epigenesis of terrigenous sedimentary rocks of the Western Siberian Lowland]. Moscow, Nedra Publ., 1971. 158 p. (In Russ.).
10. Perozio G.N., Malyushko L.D. [Regularities of postsedimentation consolidation of granular reservoirs with depth]. *Izuchenie kollektorov nefti i gaza, zalegayuschikh na bol'shikh glubinakh* [Study of petroleum and gas reservoirs occurring at great depths], Moscow, Nedra Publ., 1977, pp. 9–16. (In Russ.).
11. Pettijohn F.J., Potter P., Siever R. *Peski i peschaniki* [Sand and sandstone]. Moscow, Mir Publ., 1976. 535 p.
12. Chepikov K.P., Ermolova E.P., Orlova N.A., Surkova G.I. *Postsedimentatsionnye preobrazovaniya porod-kollektorov* [Postsedimentation transformations of reservoir rocks]. Moscow, Nauka Publ., 1972. 90 p. (In Russ.).
13. Potapov V.P., Dozmarova N.P. [To the question of reservoir properties of silty-sandstones at great depths (at the example of the Tyumenskaya super-deep well)]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and gas geology*, 2001, no. 3, pp. 57–60. (In Russ.).
14. Predtechenskaya E.A. [Analysis of correlation dependences between sedimentation, catagenetic and physical properties of sandy-aleuritic rocks of the West Siberian Plate at great depths]. *Primeneniye matematicheskikh metodov i EVM pri poiskakh i razvedke mestorozhdeniy nefti i gaza* [Application of mathematical methods and ECM in the search and exploration for oil and gas fields]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1976, pp. 111–114. (In Russ.).
15. Predtechenskaya E.A., Malyushko L.D. [Role of sedimentation and catagenetic factors in changing reservoir rock properties with depth]. *Kollektory nefti i gaza na bol'shikh glubinakh* [Petroleum and gas reservoirs at great depths]. Moscow, 1975, pp. 73–78. (In Russ.).
16. Karpov P.A., Solovyeva N.V., Stepanova A.F., et al. [Forecasting of conditions and zones favourable for saving of primary reservoirs and development of secondary ones at great depths]. *Izuchenie kollektorov nefti i gaza, zalegayuschikh na bol'shikh glubinakh* [Study of petroleum and gas reservoirs occurring at great depths]. Moscow, Nedra Publ., 1977, pp. 107–113. (In Russ.).
17. *Resheniya 6-go Mezhdvdomstvennogo stratigraficheskogo soveshchaniya po rassmotreniyu i primenyatiyu utochnennykh stratigraficheskikh skhem mezozoyskikh otlozheniy Zapadnoy Sibiri (Novosibirsk, 2003)* [Decisions of the 6th Interdepartmental Stratigraphic Meeting to Review and Adopt Refined Stratigraphic Schemes of Mesozoic Deposits in Western Siberia, (Novosibirsk, 2003)]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2004. 114 p. (In Russ.).
18. Rukhin L.B. *Osnovy litologii* [Principles of lithology]. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 1961. 780 p. (In Russ.).
19. Serdyuk Z.Ya., Slepokurova L.D. [Geological-geophysical anomalies and their role in the search for non-anticlinal HC traps in petroleum strata of Western Siberia]. *Materialy Mezhdunar.nauchno-technich.konferentsii "Gorno-geologicheskoe obrazovanie v Sibiri. 100 let na sluzhbe nauki i proizvodstva"* [Proceedings of International Scientific Conference "Mining and geological education in Siberia. 100 years in the service for science and industry"]. Tomsk, 2001, pp. 243–246. (In Russ.).



20. Smolyaninova K.I. [Reservoir properties of rocks of the Lower Cretaceous Terek–Sunzha oil region at depths over 3000 m and factors influencing their formation] *Kollektory nefti i gaza na bolshikh glubinakh* [Petroleum and gas reservoirs at great depths]. Moscow, 1975, pp. 26–28. (In Russ.).
21. Khanin A.A. *Petrofizika neftyanykh i gazovykh plastov* [Petrophysics of oil and gas seams]. Moscow, Nedra Publ., 1976. 295 p. (In Russ.).
22. Khanin V.A. *Terrigennye porody-kollektory nefti i gaza na bolshikh glubinakh* [Terrigenous petroleum and gas reservoirs at great depths]. Moscow, Nedra Publ., 1979. 138 p. (In Russ.).
23. Yusef I.M. *Usloviya formirovaniya osadochnykh otlozheniy neftenosnykh formatsiy Mulussa F and Rutba verkhnego triassa- nizhnego mela Evfrat grabena Sirii. Avtoref. diss. k.g.-m.n.* [Formation conditions of sedimentary deposits of petroleum-bearing formations Mulussa F and Rutba of the Upper Triassic-Lower Cretaceous in Euphrates graben – Syria. Author's abstract of PhD thesis]. Kazan, 2019. 24 p. (In Russ.).
24. Yapaskurt O.V. [Aspects of postsedimentation lithogenesis]. *Litosfera – Lithosphere*, 2005, no. 3, pp. 3–30. (In Russ.).
25. Aucremann L.J. Diagenesis and porosity evolution of the Jurassic Nugget Sandstone, Anschutz Ranch East field, Summit Country, Utah: Master's thesis, University of Missouri. Columbia, Missouri, 1984. 116 p.
26. Fuchtbauer H. Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. *7th World Petroleum Congress Proceedings*, 1967, vol. 2. pp. 363–369.
27. Heald M.T. Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri. *Journal of Geology*, 1956, vol. 64, pp. 16–30.
28. Houseknecht D.W. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *Bull. AAPG*, 1987, vol. 71, no. 6, pp. 633–642.
29. Houseknecht D.W. Carbonate cementation and dissolution in the Nugget Sandstone, Anschutz Ranch East field, Summit Country, Utah. *SEPM Midyear Meeting Abstracts*, 1984, pp. 9–10.
30. Houseknecht D.W. Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation and porosity in a quartzose sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1984, vol. 54, pp. 348–361.
31. Gaiser A.F. A study of porosity and grain relationships in experimental sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1953, vol. 23, pp. 180–191.
32. Gratton L. C., Fraser H. J. Systematic packing of spheres, with particular relation to porosity and permeability. *Journal of Geology*, 1935, vol. 43, pp. 785–909.
33. Griffiths J.C. *Scientific method in analysis of sediments*. New York, McGraw-Hill, 1967. 508 p.
34. Yousef I.M., Morozov V.P., El-Kadi M.A. Sedimentological review of upper Triassic (Mulussa F formation) in Euphrates-graben Syria. *Medwell publication, Journal of Engineering and Applied Sciences*, 2016, Special Issue, no. 2, pp. 3067–3079.

© Е. А. Предтеченская, 2020



ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ В КРЕМНИСТЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ (СИСТЕМА H_2O-CO_2)

М. Ю. Зубков

Западно-Сибирский геологический центр, Тюмень, Россия

Впервые рассмотрены результаты гидротермального моделирования формирования вторичных коллекторов (гидротермальных силицитов) в кремнистых известняках, широко распространенных в доюрском комплексе Западной Сибири, в системе H_2O-CO_2 , в которой мольная доля CO_2 изменялась от 0,0 до 1,0, а температура от 215 до 410 °С. Установлено, что в этой системе осуществляется преимущественное растворение карбонатов, и в первую очередь доломита. В результате происходит окремнение поверхности кремнистых известняков и формирование в них вторичной пористости, в единичных образцах – образование микрокристаллов кварца с различной степенью совершенства кристаллической грани. Установлено, что пирит также неустойчив в этих гидротермальных условиях и разлагается с образованием за его счет железосодержащих карбонатов. Также наблюдается его превращение в пирротин и сульфиды меди и никеля. Растворенный гидротермальным флюидом биогенный кварц выделяется из него или в форме микрокристаллического кварца, или в виде закалочных фаз, представленных кристобалитом и/или аморфным кремнеземом. Выяснено, что при температуре выше 360 °С вместо железосодержащих карбонатов за счет пирита образуется хлорит, при этом вместе с пиритом разлагается и каолинит. Впервые экспериментально установлено, что при высокой температуре (410 °С) углекислый газ приобретает окислительные свойства и в результате его взаимодействия с медью образуются окись и закись меди. Кроме того, в этих условиях пирит превращается в железосодержащие карбонаты, а не в хлорит. Выявлены основные закономерности формирования по палеозойским кремнистым известнякам вторичных коллекторов – гидротермальных силицитов.

Ключевые слова: кремнистые известняки, гидротермальные флюиды, система H_2O-CO_2 , вторичные коллекторы, гидротермальные силициты.

HYDROTHERMAL MODELING OF SECONDARY RESERVOIR FORMATION IN SILICEOUS LIMESTONS (H_2O-CO_2 SYSTEM)

M. Yu. Zubkov

West-Siberian Geological Center, Tyumen, Russia

We have discussed the first results of hydrothermal modeling of the formation of secondary reservoirs (hydrothermal silicites) in siliceous limestones, which are widespread in the Pre-Jurassic complex of West Siberia, namely, in the H_2O-CO_2 system, in which the mole fraction of CO_2 varied from 0.0 to 1.0, and the temperature from 215 to 410°C. It has been found that in this system there is a predominant dissolution of carbonates and, first of all, dolomite, as a result of which the surface of siliceous limestone is silicified and secondary porosity is formed in them. In some samples, quartz microcrystals with varying degrees of perfection of crystal faceting are shaped. It is found that pyrite is also unstable under these hydrothermal conditions and decomposes forming iron-containing carbonates at its sacrifice. Its transformation into pyrrhotite and copper and nickel sulfides is also observed. Biogenic quartz dissolved by a hydrothermal fluid is released from it either in the form of microcrystalline quartz, or in the form of quenching phases represented by cristobalite and/or amorphous silica. It is also found that at temperatures above 360°C, instead of iron-containing carbonates, chlorite is formed due to pyrite, while kaolinite also decomposes along with pyrite. It was experimentally established for the first time that at a high temperature (410°C), carbon dioxide acquires oxidizing properties and, as a result of its interaction with copper, oxide and red oxide of copper are formed. In addition, under these conditions, pyrite passes into iron-containing carbonates rather than chlorite. The main regularities of the formation of secondary reservoirs, i. e. hydrothermal silicites, in the Paleozoic siliceous limestone have been revealed.

Keywords: siliceous limestones, hydrothermal fluids, H_2O-CO_2 system, secondary reservoirs, hydrothermal silicites.

DOI 10.20403/2078-0575-2020-3-43-58

Снижение темпов прироста запасов в традиционных (терригенных) породах-коллекторах мезозойского возраста, входящих в состав осадочного чехла Западно-Сибирского осадочного бассейна, вынуждает геологов и нефтяников вести поиски углеводородных залежей в породах доюрского комплекса (ДК) [1–8, 10, 13, 15]. Наиболее перспективны в его

составе известняки, включая их кремнистые разновидности. Кремнистые известняки и образовавшиеся в них в результате их тектоно-гидротермального преобразования вторичные коллекторы (гидротермальные силициты по [7]) широко развиты в составе кровельной части ДК Западно-Сибирского бассейна [6, 7, 14] – на Талинском, Северо-Варьганском,



Варьеганском, Ханты-Мансийском, Южно-Демьянском, Туйском, Когитском, Восточно-Когитском, Западно-Останинском, Северо-Калиновом, Восточном и других месторождениях; их возраст верхнедевонско-нижнекарбонный [6, 7]. По высокой степени метаморфизма рассеянного в них органического вещества (как правило, от Т до А, за исключением периферийных районов), а также низкой пористости (в редких случаях до 2–4 %) можно заключить, что они побывали на глубине 8–10 км и практически полностью реализовали свой нефтегенерационный потенциал, уплотнились и перешли в класс неколлекторов [18, 19]. Таким образом, существование первичной пористости в кремнистых известняках невозможно и перспективы нефтегазоносности этих пород следует связывать лишь с вторичными коллекторами, которые возникают в них в результате тектонического дробления и воздействия гидротермальных растворов, проникающих по этим зонам дробления из фундамента. Гидротермальные флюиды отделяются от магматических тел, поднимающихся из астеносферы и включают в свой состав (мобилизуют) сначала поровые воды, содержащиеся в породах фундамента, а затем также и воды подошвенной части осадочного чехла [6].

В связи с этим несомненный интерес представляет моделирование процессов гидротермального воздействия на кремнистые известняки и набор минералов, образующихся в результате такого воздействия [9]. Это позволило бы более детально разобраться в механизме образования в них вторичных коллекторов (гидротермальных силицитов), а также попытаться восстановить состав гидротермальных растворов, их температуру и физико-химические свойства. С этой целью осуществлен комплекс экспериментов с гидротермальными растворами, имевшими различную температуру, состав, окислительно-восстановительный потенциал, кислотно-щелочные условия. Продолжительность экспериментов изменялась от 7 до 20 суток.

Поскольку по результатам исследований вулканологов в составе гидротермальных флюидов вторыми по содержанию после воды являются углекислый газ и угольная кислота, образующаяся при растворении CO_2 в воде [11, 12, 16], то основной объем опытов был выполнен с гидротермальными растворами с различной концентрацией CO_2 . Было проведено около 100 экспериментов, и в одной статье трудно описать все полученные результаты. Поэтому в настоящей публикации представлены лишь те, которые получены при проведении опытов только в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, включая эксперименты с чисто водным (без CO_2) и безводным (только с CO_2) флюидами.

Эксперименты проводились в Институте геологии и минералогии СО РАН им. В. С. Соболева под руководством д. г.-м. н., проф. Г. Ю. Шведенкова.

В статье использованы следующие сокращения: Ам. кр – аморфный кремнезем; Анг – ангидрит;

Анк – анкерит; ГФ – гидротермальный флюид; ДК – доюрский комплекс; Дл – доломит; Ил – иллит; Кв – кварц; КИ – кремнистый известняк; Кт – каолинит; Кц – кальцит; ОВ – органическое вещество; Пи – пирит; Пир – пирротин; Сид – сидерит; РСА – рентгеноструктурный анализ; РЭМ – растровый электронный микроскоп; Хл – хлорит; S° – самородная сера; χ_{CO_2} – мольная доля углекислого газа в составе гидротермального флюида.

Аппаратура и методики

Эксперименты проводились в реакторах (автоклавах) объемом около 10 см³, изготовленных из нержавеющей стали, давление в которых задавалось по коэффициенту заполнения исходя из его объема. Для этого, в свою очередь, использовались данные о фазовых равновесиях в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ и соотношения в ней между давлением, объемом и температурой [17].

В качестве исходных для экспериментов использовались образцы КИ из кровельной части доюрского комплекса, вскрытого в пределах Северо-Варьеганского месторождения [6, 7]. В большинстве экспериментов в качестве буфера (для поддержания величины Eh около нейтральных значений) добавлялась пиритовая шихта. В процессе разгерметизации реакторов после опытов из всех выделялся газ.

Образцы после проведения экспериментов изучались и описывались под биноклем, а затем исследовались с использованием РСА и съемки на РЭМ. Последняя процедура имела целью определение изменения структуры порового пространства после гидротермальной обработки. Изменения минерального состава фиксировались главным образом на поверхности образца. Кроме того, также исследовалась часть образовавшихся в процессе эксперимента осадков.

Опыты объединялись в серии, которые, как правило, проводились при одной и той же температуре, но с различной концентрацией CO_2 в составе ГФ. Все опыты проводились при одном и том же давлении (70 МПа.)

Образование вторичной пористости оценивалось лишь на качественном уровне, поскольку она формировалась преимущественно в приповерхностной части образца, так как система образец – ГФ была закрытой и процесс растворения образца флюидом прекращался по мере его насыщения растворяемыми минеральными компонентами.

Результаты исследований

В составе КИ кроме карбонатов и кремнезема, являющихся главными породообразующими компонентами, присутствуют также и глинистые минералы, представленные преимущественно Ил с небольшой примесью Кт и Хл, суммарное содержание которых составляет около 10 %. Кроме Кц в КИ присутствует Дл (в среднем 8 %) и Пи (около



5 %), отмечена незначительная примесь обломков полевых шпатов (около 1,5 %), Сид (1,2 %) и ОВ (около 1,4 %) [7].

Это породы темно-серого цвета, обладающие преимущественно массивной текстурой, иногда трещиноватые с трещинами, заполненными эпигенетическим Кц белого цвета. Содержание кремнезема (Кв) и карбонатов (Кц и Дл) изменяется в широких пределах (рис. 1). Кремнезем встречается либо в виде отдельных рассеянных в породе мелких зерен, часто расположенных между зернами (кристаллами) карбонатов, либо агрегатов, сконцентриро-

ванных в зернах микрокристаллических карбонатов, а также в обломках раковин морских организмов (см. рис. 1, а–г). Широко развиты процессы коррозии кремнистого материала карбонатами. Часто встречается также «перьевидная» разновидность эпигенетического кремнезема, обрастающая кристаллы Пи (см. рис. 1, г).

Поскольку биогенный кремнезем, который входил в состав разнообразных морских организмов, имевших кремнистый скелет, подвергался жесткому термобарическому воздействию, то он превратился в мелкозернистую плохо кристаллизованную

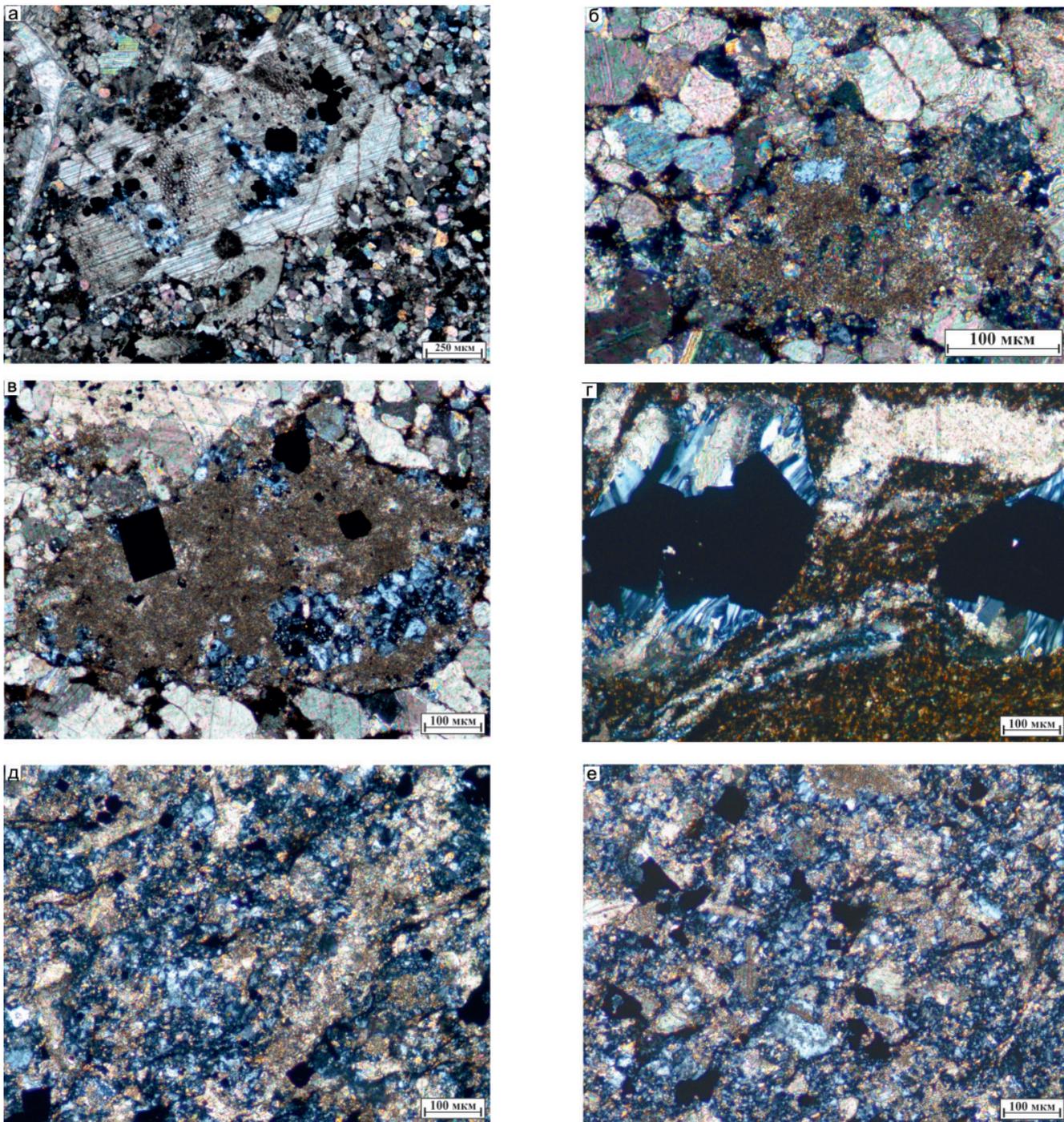


Рис. 1. Петрографические шлифы (с анализатором) образцов КИ, отобранные из скв. 8П Северо-Варьганского месторождения в инт. 3480–3490 м. Карбонаты – пестрые цвета с перламутровым оттенком; кремнезем – синего или голубого цвета различных оттенков (пояснения см. в тексте)

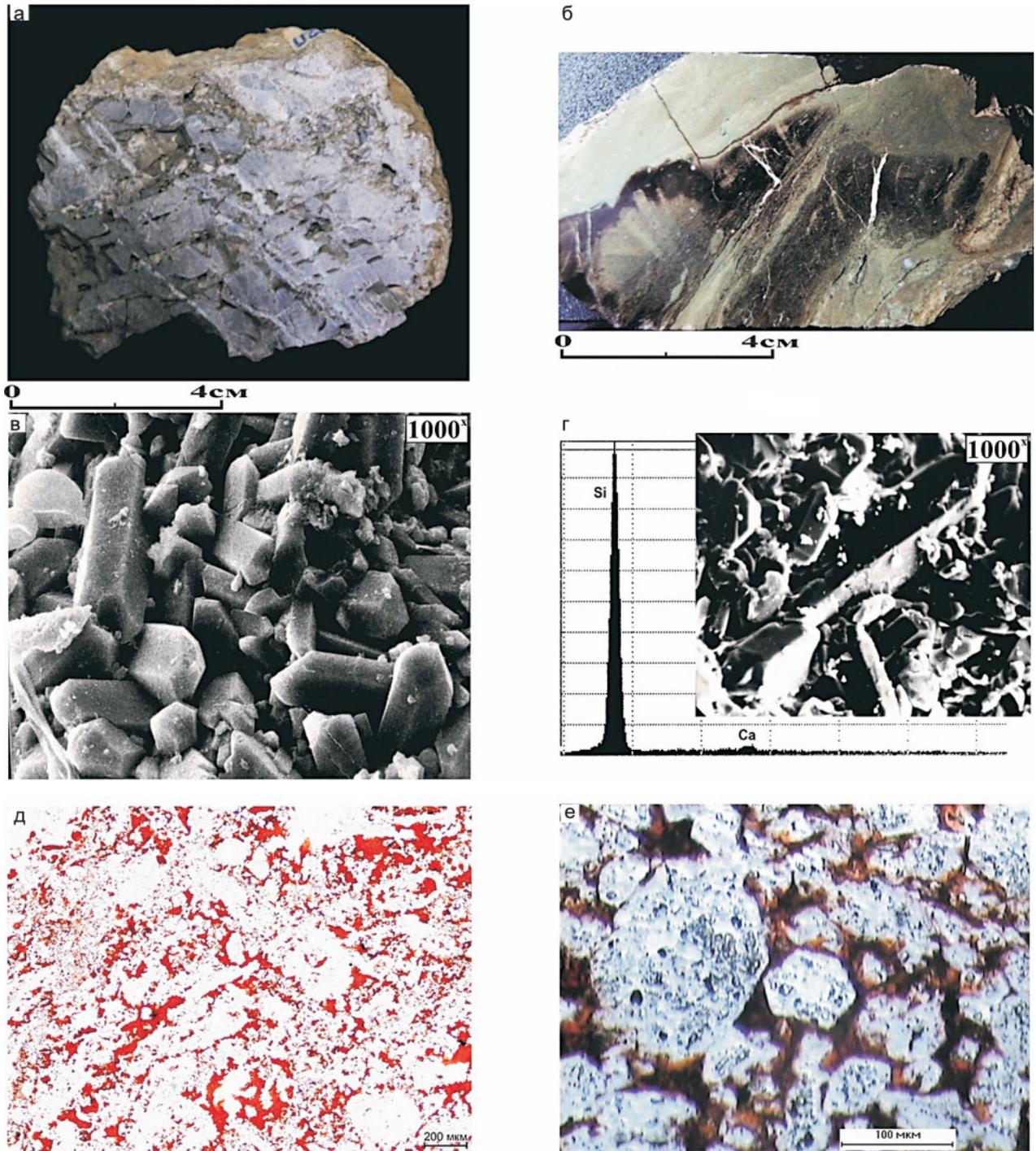


Рис. 2. Образцы ГС (а, б); снимки РЭМ их поверхности (в, г) и прокрашенных красной смолой прозрачных петрографических шлифов (д, е); месторождения: а, в, д, – Северо-Варьеганское; б, г, е – Ханты-Мансийское

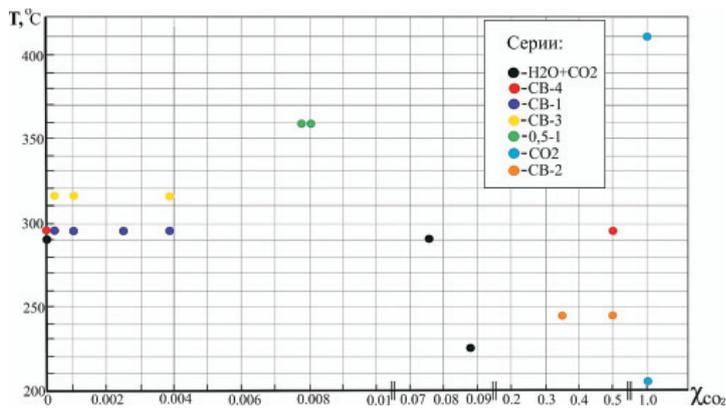


Рис. 3. Диаграмма мольной доли CO₂ – температуры с нанесенными на нее фигуративными точками, соответствующими сериям проведенных экспериментов в системе H₂O–CO₂ при P = 70 МПа

массу, что особенно хорошо видно в образцах, где кремнезем явно преобладает над карбонатами (см. рис. 1, д, е).

В результате гидротермального воздействия на КИ образуются так называемые ГС (силициты, а не кварциты, чтобы подчеркнуть биогенную природу исходного кремнезема) [7]. Они представляют собой светло-серые, иногда почти белые, породы с бурыми участками, сложенными гидротермальным Сид (рис. 2, а, б). Состоят они практически из одного мелкокристаллического кварца (см. рис. 2, в, д) и обладают высокой пористостью – до 25–30 % (см. рис. 2, д, е). Их мощность достигает 100–150 м.

Так как нет прямых определений температур и составов ГФ, действовавших на КИ в составе дюрского комплекса Западной Сибири, эксперименты проводились исходя из самых общих представлений о возможных термодинамических свойствах ГФ с широкими вариациями температур и соотношений H_2O-CO_2 [11, 12, 16].

Фигуративные точки, соответствующие проведенным экспериментам, расположены на диаграмме, имеющей в качестве осей значения температуры и молярной концентрации CO_2 (рис. 3).

Изменения в минеральном составе приведены в таблице. Для минеральных фаз, изначально входивших в состав кремнистых известняков, а затем выделявшихся также и из ГФ в виде новообразованных кристаллов, в таблице выделено по два столбца: исходный (Исх) и гидротермальный (Гт) соответственно.

Начнем рассмотрение полученных результатов с экспериментов, в которых флюид имел чисто водный состав ($\chi_{CO_2} = 0$).

Серии H_2O-CO_2 и СВ-4. Первые два эксперимента проводились с КИ при температурах 290 и 295 °С (см. рис. 3, таблицу). После их завершения отмечалось слабое осветление поверхности образцов, на ней возникли многочисленные мелкие вторичные поры, размеры которых изменяются в широких пределах – от 1–5 до 50–100 мкм (рис. 4, а, б). Судя по элементным спектрам, полученным с поверхности образца, она сложена главным образом исходными минералами – Кв и Ил, доля Кц заметно уменьшилась (см. рис. 4, б).

При большом увеличении видно, что новообразованный Сид присутствует на поверхности образца в виде мелких кристаллов (см. рис. 4, б). По данным РСА можно заключить, что воздействие ГФ на поверхность КИ привело к незначительному ее окремнению, увеличению доли Ил, полному исчезновению Дл и появлению новых минеральных фаз гидротермального происхождения: Сид, Анг и миллерит (NiS). Таким образом, чисто водный ГФ вызывает полное растворение Дл, частичное – Кц; разлагается Пи, за счет которого образуются Сид и Анг.

Следующие эксперименты проводились с участием CO_2 , но его молярная доля в ГФ в этих экспериментах не превышала 0,1.

Серия СВ-1. Температура составляла 295 °С, χ_{CO_2} в ГФ изменялась от 0,0002 до 0,0038 (см. рис. 3, таблицу).

Во всех экспериментах наблюдались примерно одни и те же изменения, а именно: слабое осветление и выщелачивание образцов КИ с образованием многочисленных мелких пор на их поверхности (см. рис. 4, в, г). В результате преимущественного растворения карбонатов, и в первую очередь Дл, происходит окремнение поверхности образцов. Наблюдается также выщелачивание зерен Пи, образуются многочисленные микропоры, размеры которых изменяются от 3–5 до 50–100 мкм (см. рис. 4, г).

Следует обратить внимание, что на одном из участков поверхности КИ в образовавшихся микрокавернах отмечается присутствие мелких (5–25 мкм) кристаллов гидротермального Кв и агрегатов плохо ограниченных кристаллов Кт (см. рис. 4, г).

Серия СВ-3. Значение χ_{CO_2} изменялось в тех же пределах, что и в предыдущих опытах (от 0,0002 до 0,0038), температура составляла 315 °С (см. рис. 3, таблицу).

Образцы КИ претерпели слабое осветление, окремнение и выщелачивание. С их поверхности исчезли Дл и Пи, появились тонкие небольшие по размерам пленки и мелкие хлопьевидные агрегаты Ам.кр (5, а, б). Отмечается растворение и перетложение Кц в форме мелких хорошо ограниченных кристаллов размером 3,5–50,0 мкм (см. рис. 5, б).

Таким образом, из образцов в большей или меньшей степени выносятся почти все породообразующие минералы (Дл, Кц, кремнезем, Пи), которые после насыщения ГФ растворенными компонентами выделяются из него или в форме кристаллов (Кц, Сид, Анг, Пир, миллерит, S^0), или в виде аморфных образований (кремнезем). В результате растворения неустойчивых минералов формируется вторичная пористость.

Серия 0.5-1. Рассмотрим результаты двух гидротермальных экспериментов с низкой концентрацией CO_2 в составе ГФ, но высокой температурой (360 °С), χ_{CO_2} в первом эксперименте 0,0080, во втором – 0,0079 (см. рис. 3, таблицу).

После завершения первого эксперимента поверхность образца носила следы интенсивного выщелачивания и заметного осветления, отмечалось отложение пленочек и корочек светло-серого, реже светло-буроватого цвета (см. рис. 5, в). Встречаются также мелкие прозрачные кристаллы гидротермального Кц (см. рис. 5, г).

На интенсивно выщелоченной поверхности образца отмечаются рыхлые микропористые агрегаты новообразованных минеральных фаз, представленных главным образом микрошешуйчатым Mg-Fe Хл с примесью Анг (см. рис. 5, г). Хл является более поздней фазой, отлагавшейся из ГФ на многочисленных мелких кристаллах гидротермального Кц (см. рис. 5, г).

Результаты анализа изменений минерального состава образцов кремнистого известняка после воздействия на него гидротермального флюида с различной температурой и соотношением H_2O-CO_2

Серия	T, °C	χ_{CO_2}	Кц		Дл	Сид		Анк	Ил	Кт		Хл		Кв		Ам.кр	Пи	С°	Анг	Другие фазы гидротермального происхождения	
			Исх	Гт		Исх	Гт			Исх	Гт	Исх	Гт	Исх	Гт						
H_2O+CO_2 СВ-4	290	-	<	+	<0	=	н/д	-	>	=	-	=	-	-	+	н/д	н/д	н/д	+	н/д	н/д
	295	-	<	н/д	<0	=	+	н/д	>	<0	-	<0	-	+	+	н/д	н/д	н/д	+	Миллерит	н/д
СВ-1	295	0,0002– 0,0038	<	+	<0	=	н/д	н/д	>	=	-	=	-	+	+	+	+	+	+	«	«
СВ-3	315	0,0002– 0,0038	<	+	<0	=	+	+	>	=	н/д	<0	-	+	+	+	+	+	+	«	«
СВ0.5-1	360	0,008	<	+	<0	<0	0	-	>	<0	-	=	+	+	+	+	+	н/д	+	Халькозин	н/д
СВ0.5-1	360	0,0079	<	+	<0	<0	0	-	>	<	-	=	+	+	+	+	+	н/д	+	н/д	н/д
H_2O+CO_2	235	0,089	<	н/д	<0	=	+	+	>	=	-	<0	-	-	+	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
H_2O+CO_2	290	0,075	<	н/д	<0	=	+	+	-	=	-	<0	-	-	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
СВ-2	245	0,5	<	+	<0	=	н/д	н/д	-	=	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
СВ-2	245	0,34	<	+	<0	=	н/д	н/д	-	=	н/д	<0	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
СВ-4	295	0,5	<	н/д	<0	=	+	н/д	>	=	-	<0	-	н/д	+	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
CO_2	410	1,0	=	н/д	н/д	=	+	-	=	=	-	н/д	-	-	+	н/д	н/д	н/д	--	Миллерит, халькозин, тенарит, куприт	н/д
CO_2	215	1,0	=	+	<	=	+	-	=	=	-	н/д	-	+	+	н/д	н/д	н/д	-	Миллерит	н/д

Примечания: Исх – исходная минеральная фаза, входящая в состав КИ; Гт – новообразованная минеральная фаза гидротермального происхождения; изменения содержания минеральной фазы: < – уменьшение, <0 – полное исчезновение, > – увеличение, прочерк – отсутствие, = – сохранение исходной; + – появление новой минеральной фазы гидротермального происхождения; н/д – нет данных.

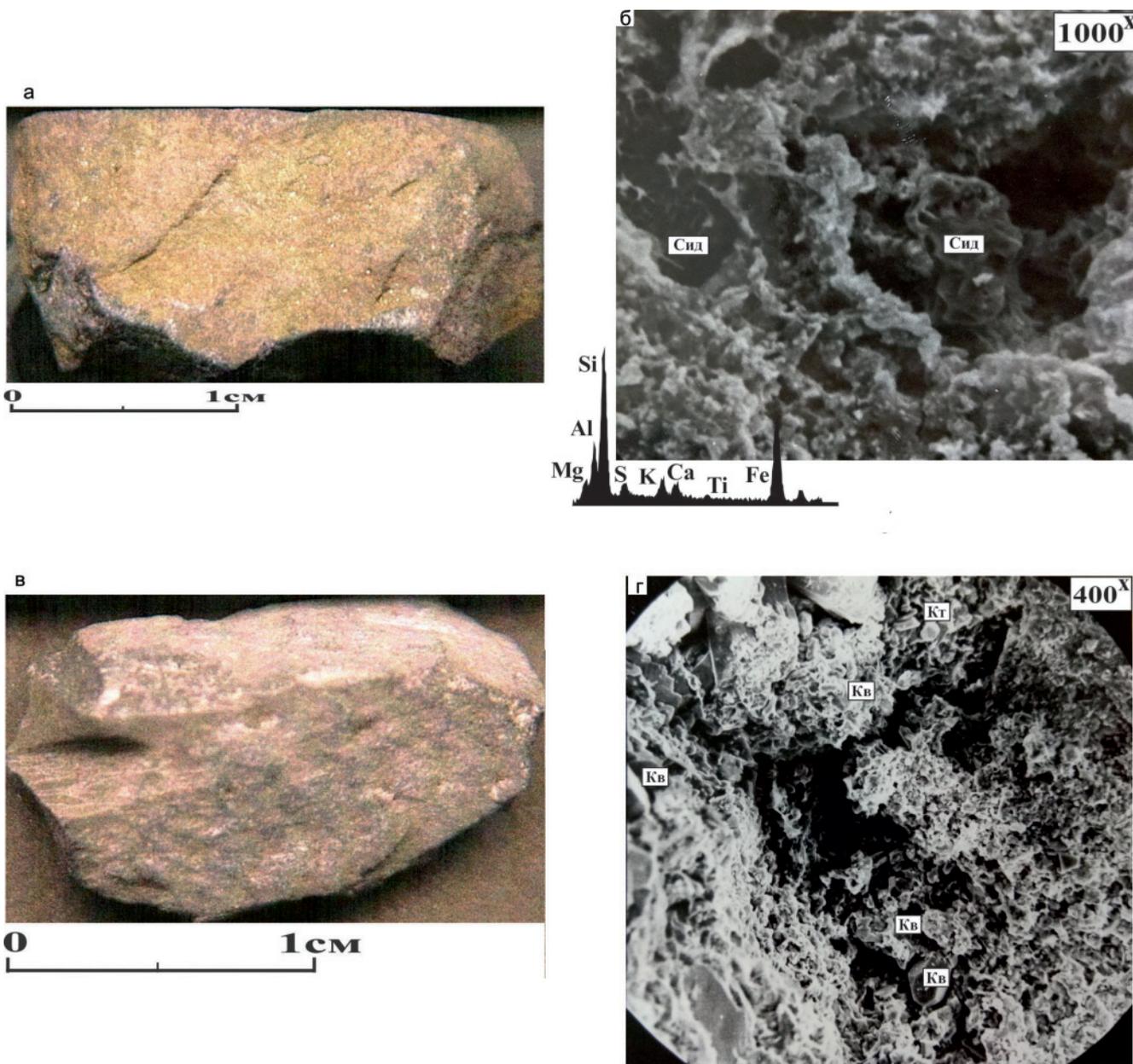


Рис. 4. Фотографии КИ (а, в) и снимки РЭМ их поверхности (б, г) после воздействия на них ГФ: ($T = 295\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\chi_{\text{CO}_2} = 0$ (а, б, серия СВ-4) и $\chi_{\text{CO}_2} = 0,0038$ (в, г, серия СВ-1))

а – внешний вид образца после эксперимента; б – выщелоченная микропористая и окремненная его поверхность с кристаллами гидротермального Сид; в – внешний вид образца после эксперимента; г – увеличенный фрагмент микрокаверны, в которой отмечаются новообразованные минералы гидротермального происхождения: кристаллы Кв и Кт (здесь и далее под снимками приведены элементные спектры, полученные с их площади, если нет иных пояснений)

Таким образом, наблюдается интенсивное растворение минералов, входящих в состав образца, в результате чего в нем образуется вторичная пористость. На его поверхности отлагаются новообразованные минеральные фазы: Кц, Mg-Fe Хл, хлопьевидными тонкими пленками – Ам. кр.

В составе ГФ во втором эксперименте χ_{CO_2} составляла 0,0079 (см. рис. 3, таблицу).

Ровная и довольно гладкая поверхность исходного образца после эксперимента приобрела микропористую текстуру за счет образования на ней микрополостей с широким диапазоном размеров – от 2 до 50 мкм (рис. 6, а, б). Судя по эле-

ментным спектрам, полученным с поверхности образца, можно заключить, что она сложена преимущественно Кв, Ил и гидротермальным Mg-Fe Хл с примесью Анг (см. рис. 6, б). Мелкие блестящие кристаллы на поверхности образца – это гидротермальные Кц и S° .

Сопоставление минерального состава образца КИ до и после опыта по данным РСА показало, что с его приповерхностной части полностью выщелочен Дл, в значительной степени Кц, в меньшей Кв, почти полностью исчез Пи, уменьшилось содержание Кт, а доля Ил немного возросла, появились гидротермальные Хл, Кц, Анг и S° (см. таблицу).

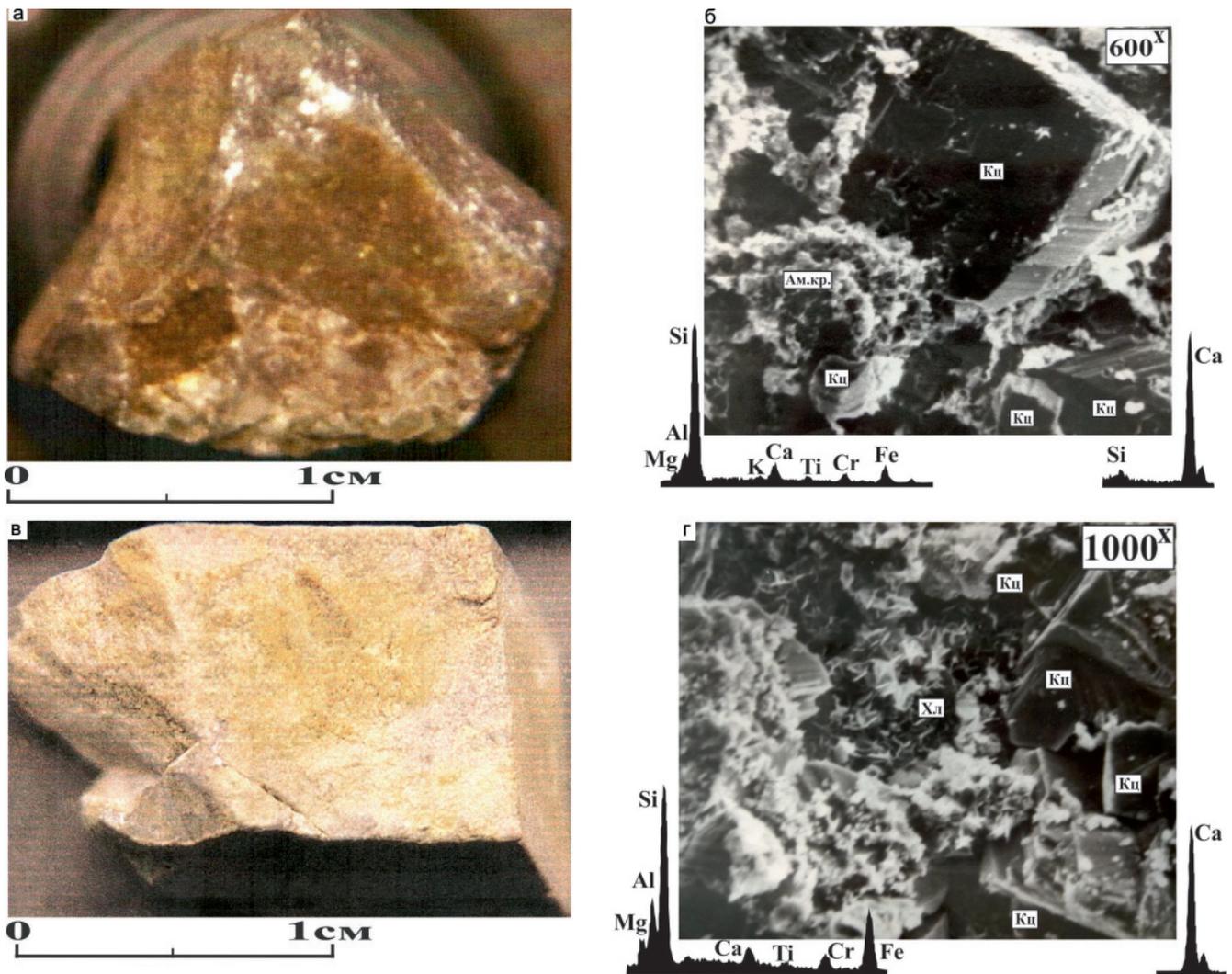


Рис. 5. Фотографии образцов КИ (а, в) и снимки РЭМ их поверхности (б, г) после воздействия на них ГФ ($T = 315^\circ\text{C}$, $\chi_{\text{CO}_2} = 0,0038$ (а, б, серия СВ-3) и $T = 360^\circ\text{C}$ и $\chi_{\text{CO}_2} = 0,0080$ (в, г, серия 0,5-1))

а – внешний вид образца после эксперимента; б – участок его поверхности с кристаллами гидротермального Кц (элементный спектр справа) и агрегатами Ам. кр (элементный спектр слева); в – внешний вид образца после эксперимента; г – увеличенный фрагмент поверхности с кристаллами гидротермального Кц (элементный спектр справа), мелкими чешуйчатыми новообразованиями Mg-Fe Хл (элементный спектр слева)

Серия $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Опыты проводились с небольшой концентрацией CO_2 в составе ГФ (χ_{CO_2} от 0,075 до 0,089). Температура в одних экспериментах составляла 235°C , в других – 290°C (см. рис. 3, таблицу).

После завершения более низкотемпературного эксперимента ($\chi_{\text{CO}_2} = 0,089$) поверхность образца носила следы довольно интенсивного выщелачивания и слегка осветлилась (см. рис. 6, в).

На снимке участка, снятого в режиме КОМ-ПО, хорошо видно, что поверхность образца имеет неоднородный состав: самые светлые (почти белые) мелкие зерна – это сохранившийся Пи, светло-серые – образовавшийся по Пи Анк и/или Сид с изоморфной примесью кальция, серые – Кц и основная масса темно-серого цвета – кремнезем (см. рис. 6, г).

Таким образом, анализ полученных в рассматриваемом эксперименте результатов, показал, что

под действием ГФ с невысокой концентрацией CO_2 КИ интенсивно растворяется, происходит вынос карбонатного материала, вследствие чего его поверхность окремняется. Пи также неустойчив в этих условиях и подвергается растворению ГФ с последующим его замещением железистыми карбонатами.

После завершения более высокотемпературного эксперимента ($\chi_{\text{CO}_2} = 0,075$) поверхность КИ носила следы интенсивного выщелачивания и слабого осветления, кроме того, на одной из его сторон произошло «вспучивание» нескольких зерен, первоначально представленных Пи, которые после опыта оказались приподнятыми над первоначально ровной поверхностью образца (рис. 7, а, б). Выщелоченная ГФ поверхность образца приобрела микропористую структуру с многочисленными порами, размеры которых изменяются от 13–50 до 140–350 мкм (см. рис. 7, б). Анализ приподнятых участков показал, что они сложены микрозер-

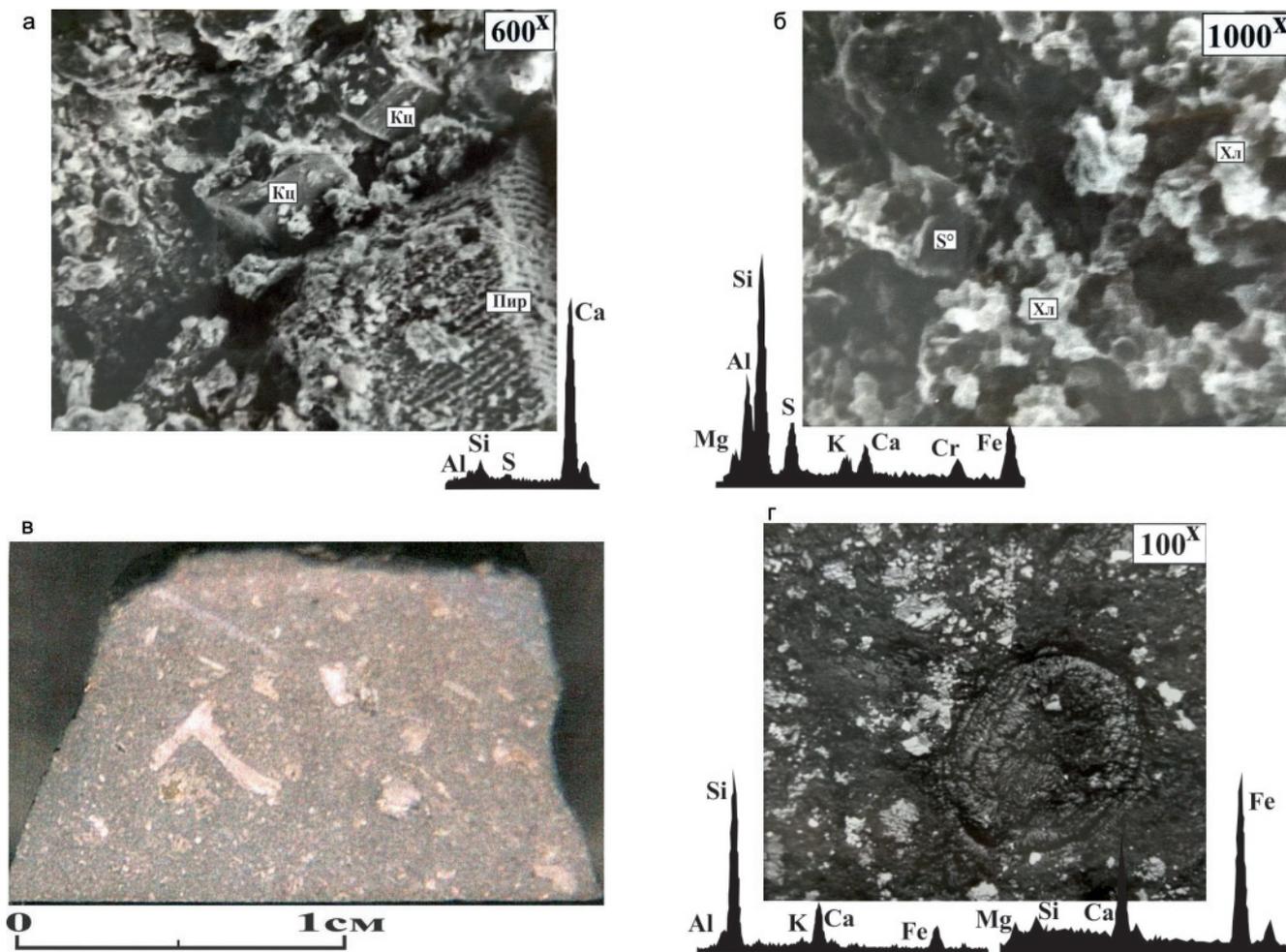


Рис. 6. Снимки РЭМ поверхности образцов КИ (а, б, г) и внешнего вида образца (в) после воздействия на них ГФ ($T = 360\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\chi_{\text{CO}_2} = 0,0079$ (а, б, серия 0,5-1), $T = 235\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\chi_{\text{CO}_2} = 0,089$ (в, г, серия $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$))

а – послойно выщелоченное зерно Пи, превратившееся в Пир и кристаллы гидротермального Кц, элементный спектр которых приведен под снимком; б – увеличенный фрагмент поверхности образца с глинистыми минералами, представленными Ил и Хл с примесью S° ; в – внешний вид образца после эксперимента; г – участок, снятый в режиме КОМПО, на котором хорошо видны следующие минеральные фазы, отличающиеся оттенками от белого до темно-серого цвета: почти белый – Пи, светло-серый – Анк, развивающийся по пириту (элементный спектр справа), серый – Кц и темно-серый – Кв

нистыми Сид и Анк, заместившими исходный Пи (см. рис. 7, а, б).

Таким образом, в обоих опытах наблюдаются примерно одни и те же изменения в результате воздействия на КИ ГФ с невысокой концентрацией CO_2 , а именно: полное растворение с его поверхности Дл, частичное – Кц, в результате чего происходит ее окремнение. Пи также становится неустойчивым в этих условиях и постепенно замещается микрозернистыми железистыми карбонатами.

Серия СВ-2. Эта серия отличается от предыдущих высокими значениями χ_{CO_2} (от 0,21 до 0,5). Опыты проводились при $T = 245\text{ }^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 3, таблицу).

После завершения первого эксперимента с $\chi_{\text{CO}_2} = 0,5$ наблюдалось интенсивное выщелачивание и слабое осветление поверхности образца. Отмечались новообразованные фазы белого (слабо магнезиальный Кц) и темно-зеленого (соединения никеля и хрома) цвета (см. рис. 7, в). Новообразо-

ванный слабо магнезиальный Кц присутствует на окремненной поверхности образца в виде многочисленных мелких (3–6 мкм) белых кристаллов (см. рис. 7, в, г).

Анализ минерального состава поверхности образца до и после опыта свидетельствует, что с его поверхности ГФ выщелочены Пи, Дл, частично Кц и в меньшей степени кремнезем, а образовались магнезиальный Кц с небольшой примесью Анг, а также соединения никеля и хрома. Преимущественное выщелачивание карбонатов привело к окремнению поверхности образца и образованию многочисленных пор.

Следующий эксперимент осуществлялся с $\chi_{\text{CO}_2} = 0,34$.

Цвет образца после опыта почти не изменился, однако его поверхность носила следы интенсивного выщелачивания (рис. 8, а, б). В результате воздействия ГФ на образец КИ в нем образовалось большое количество пор (см. рис. 8, б, г).

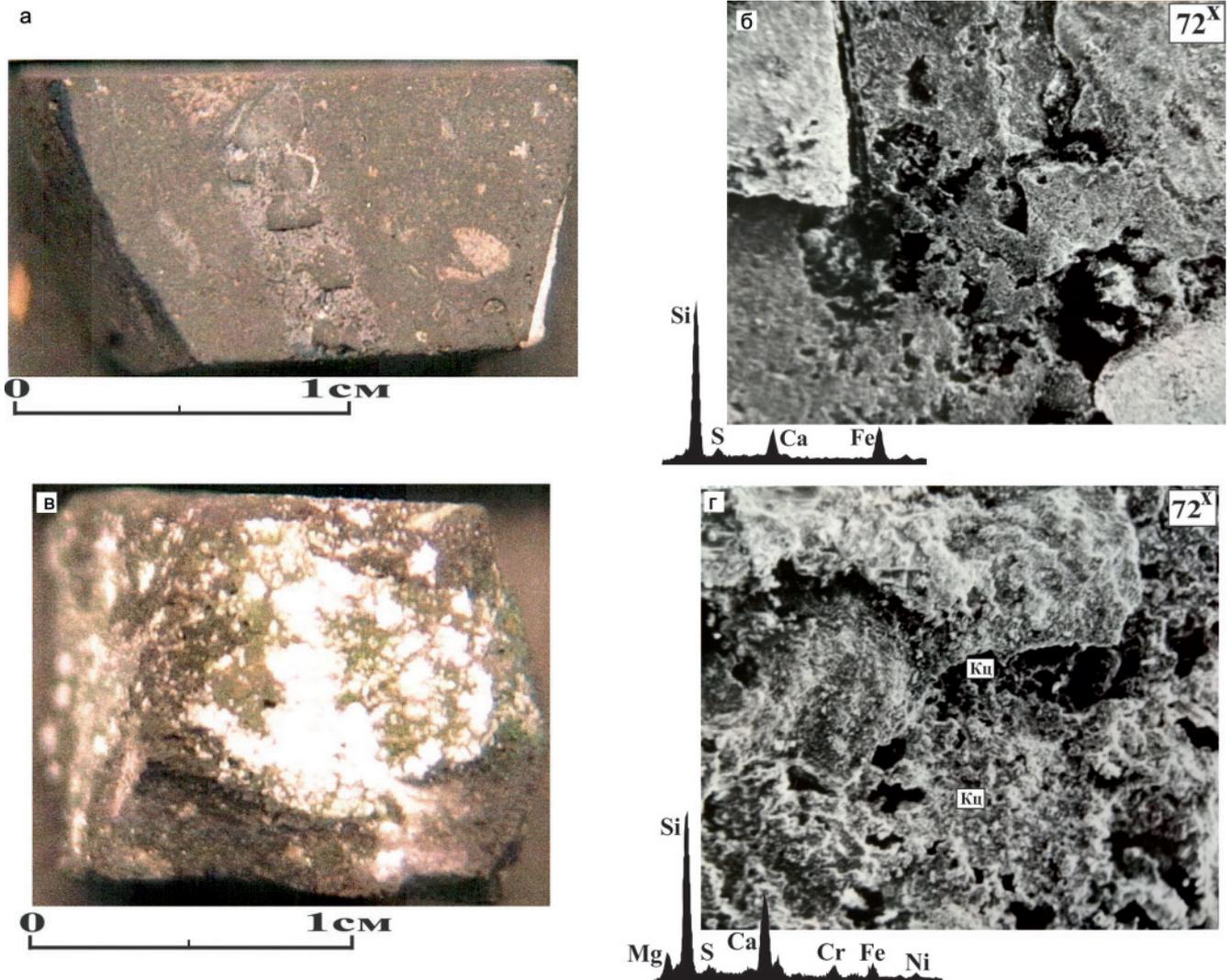


Рис. 7. Фотографии образцов КИ (а, в) и снимки РЭМ их поверхности (б, г) после воздействия на них ГФ $T = 290^\circ\text{C}$, $\chi_{\text{CO}_2} = 0,075$ (а, б, серия $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$); $T = 245^\circ\text{C}$, $\chi_{\text{CO}_2} = 0,5$ (в, г, серия СВ-2)

а – внешний вид образца после эксперимента; б – выщелоченная микропористая и окремненная его поверхность со вспученными псевдоморфозами по Пирит, замещенному железосодержащими карбонатами; в – внешний вид образца после эксперимента; г – микропустоты на его выщелоченной и окремненной поверхности с многочисленными мелкими кристаллами гидротермального магнезиального Кя

Интересно, что в отличие предыдущих экспериментов исходный биогенный кремнезем перекристаллизовался в очень плохо ограненные мелкие кристаллы Кя размером 1–5 мкм (см. рис. 8, в). Образовались также отдельные кристаллы и микродрозы Анк (см. рис. 8, д). Мелкокристаллические агрегаты кристаллов новообразованного Анк часто расположены вблизи или внутри микрокаверн, возникших за счет разложения присутствовавших в образце до эксперимента зерен Пирит, т. е. Анк заместил исходный Пирит.

Таким образом, в эксперименте с высоким содержанием CO_2 в составе ГФ произошло интенсивное растворение Кя и Дл, вследствие чего в нем сформировалась значительная по величине вторичная пористость и отмечается окремнение поверхности.

Рассмотрим результаты гидротермального воздействия на образец КИ из серии СВ-4 ($\chi_{\text{CO}_2} = 0,5$, $T = 295^\circ\text{C}$ (см. рис. 3, таблицу).

После эксперимента наблюдалось осветление образца, разрыхление его поверхности, образование на нем тонких корочек вторичных минеральных фаз белого и светло-зеленого цвета, а также редких мелких желтых кристаллов (рис. 9, а, б). Отмечаются также новообразованные фазы, судя по элементному спектру, полученному с площади снимка, представленные Анг, Сид и соединениями никеля и хрома (см. рис. 9, б).

Результаты РСА свидетельствуют о том, что воздействие ГФ на поверхность КИ вызывает ее окремнение, исчезновение Пирит и, напротив, появление кальцийсодержащего Сид, Анг, а также окислов никеля и хрома.

Серия CO_2 . Проанализируем результаты экспериментов, проведенных с флюидом, состоящим только из CO_2 ($\chi_{\text{CO}_2} 1,0$, $T 215$ и 410°C (см. рис. 3, таблицу).

Рассмотрим результаты высокотемпературного опыта. После его завершения поверхность образца

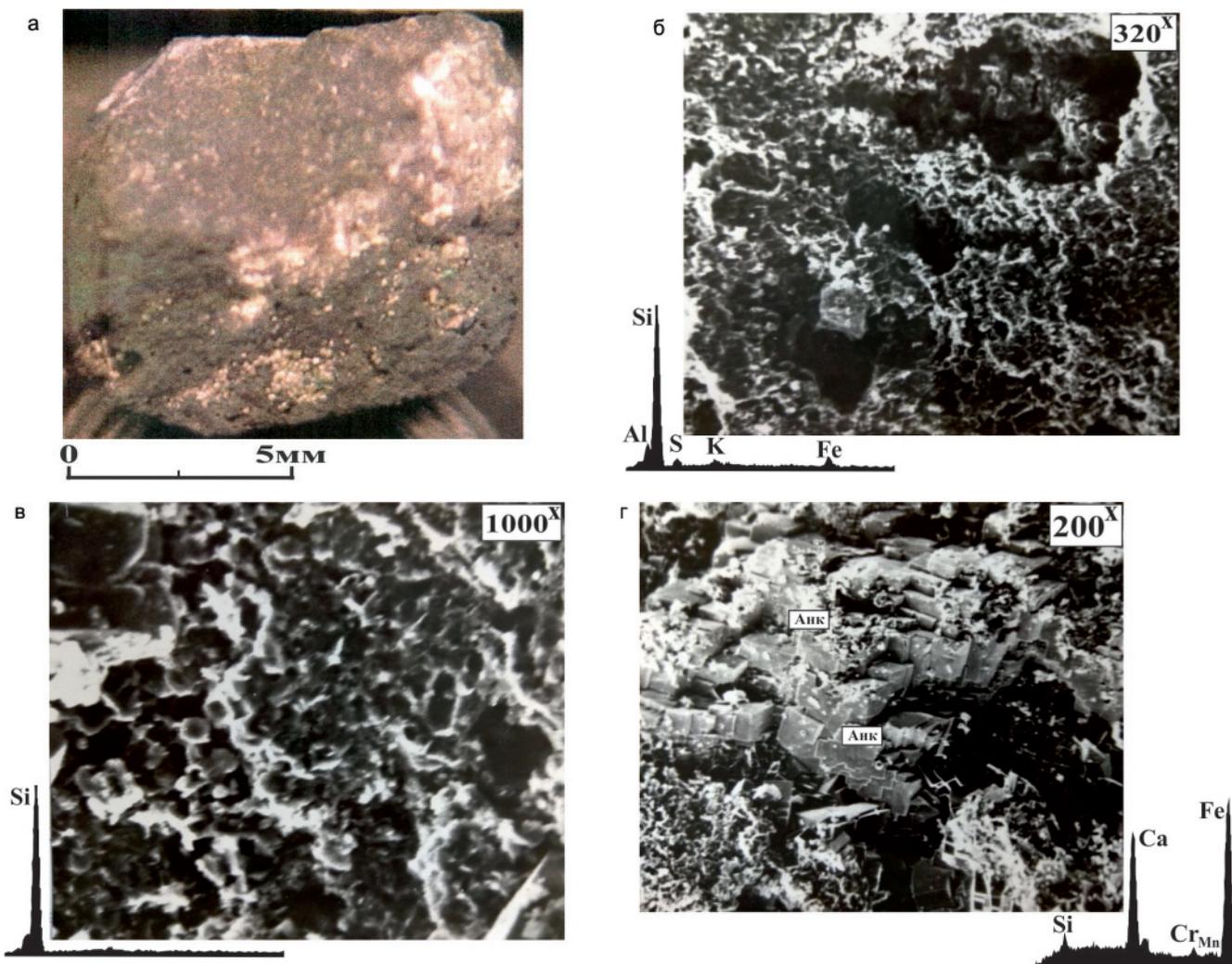


Рис. 8. Фотография КИ (а) и снимки РЭМ его поверхности (б–г) после воздействия на него ГФ ($T = 245\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\chi_{\text{CO}_2} = 0,34$ (серия СВ-2)

а – внешний вид образца после эксперимента; б – фрагмент с вторичными порами; в – еще более увеличенный участок его поверхности с многочисленными мелкими плохо ограниченными кристаллами Кв; г – агрегаты мелкокристаллического гидротермального Анк и его элементный спектр

КИ носила следы слабого выщелачивания, а цвет практически не изменился (см. рис. 9, в). Следует обратить внимание на то, что наиболее интенсивному выщелачиванию подверглись участки образца, сложенные Пи. Наблюдается интенсивное разложение Пи, входящего в его состав, и образование вторичных пустот за счет его растворения. Кроме того, первоначально массивный Пи превращается в серую землистую массу, сложенную кальцийсодержащим Сид. Над ними отмечаются вздутия, вследствие чего минеральная масса, покрывающая эти пиритовые зерна, поднимается над поверхностью образца, как в ранее рассмотренных экспериментах (см. рис. 7, а, б).

По данным РСА сравнительно с исходным составом поверхностной части образца после эксперимента Пи полностью исчез, концентрация Кц и Кв почти не изменилась.

Очень важно отметить, что в составе осадка встречены окись и закись меди, а также в небольшом количестве сульфиды меди и никеля.

После более низкотемпературного эксперимента поверхность образца носила следы очень слабого выщелачивания, а первоначальный цвет образца практически не изменился (см. рис. 9, г). По данным РСА на поверхности образца соотношение Кв и Кц сохранилось. Отмечается небольшое снижение доли Пи и резкое уменьшение содержания Дл. Кроме того, фиксируется присутствие Ам.кр.

По данным РСА в составе осадка, поднятого со дна автоклава после опыта, присутствуют Кц, Кв, миллерит, небольшое количество Сид, а также смесь Ам.кр.

Таким образом, несмотря на отсутствие в составе флюида воды, CO_2 , будучи полярным соединением, растворяет породообразующие минералы и осуществляет транспортировку слагающих их элементов с образованием новых фаз: Сид, сульфидов меди и никеля, Ам.кр, а в высокотемпературном эксперименте еще и куприта и тенорита. Неустойчивы в этих условиях Пи и Дл, которые разлагаются



в большей (при 410 °С) или меньшей (при 215 °С) степени.

Обсуждение полученных результатов

Необходимо отметить, что проводившиеся эксперименты с ГФ не вполне объективно отражали те же процессы в аналогичных природных условиях. Это объясняется следующими причинами.

Во-первых, эксперименты проводились в закрытой термодинамической системе и образующиеся в ней продукты различных реакций накапливались в ней, что рано или поздно приводило к насыщению ГФ растворенными компонентами, а значит, стабилизации системы и прекращению протекания в ней реакций. Напротив, природные процессы происходят в более или менее открытых системах, в которых существует возможность как поступления новых порций реагирующих компонентов, так и вывода части образующихся в ней продуктов реакций. Поэтому в природных условиях эти реакции протекают более полно и вызывают более значительные изменения или превращения содержащихся в ней минеральных фаз.

Во-вторых, в природных условиях реакции с участием ГФ протекают гораздо дольше, чем в лабораторных экспериментах, что позволяет формироваться равновесным минеральным ассоциациям, а слагающим их минералам – приобретать прекрасную кристаллическую огранку в отличие от тех же минералов, образующихся в экспериментах.

В-третьих, в автоклавах, в которых проводятся гидротермальные эксперименты, часто возникают так называемые конвекционные ячейки, благодаря которым осуществляется растворение минералов в одной части образцов и их переотложение (кристаллизация) в другой. В результате в первой происходит формирование вторичных пор, а во второй – кристаллов тех же минералов.

В-четвертых, в реакциях с участием ГФ различного состава в лабораторных условиях, к сожалению, почти всегда участвуют металлы, из которых сделан автоклав, что заметно искажает результаты экспериментов.

Кроме того, при охлаждении автоклавов от 200–400 °С из ГФ обязательно выделяются так называемые закалочные фазы, находившиеся в растворенном состоянии. Чаще всего они представлены Ам.кр, а также мелкими плохо ограненными кристаллами S^0 .

Учитывая все сказанное, попытаемся разобраться в процессах, протекавших в рассматриваемой системе с участием КИ.

Общим для всех экспериментов является преимущественное растворение карбонатов с поверхности образцов, вследствие чего происходит их окремнение. При насыщении ГФ карбонатами, особенно если в автоклаве возникла конвекционная ячейка, наблюдается их переотложение с возникновением хорошо ограненных гидротермальных

разновидностей (см. рис. 5, б, г, 6, а, 7, г). Из карбонатных минералов самый неустойчивый Дл: он полностью растворялся в ГФ во всех проводившихся экспериментах. Кроме того, Пи также во всех опытах подвергался частичному или полному растворению и/или псевдоморфному замещению железистыми карбонатами (см. таблицу, рис. 6, г, 7, а, б).

Кв, входящий в состав КИ, также растворяется ГФ, правда не так интенсивно, как карбонатные минералы, а в двух экспериментах биогенный кремнезем подвергся перекристаллизации с образованием мелких кристаллов Кв (см. рис. 4, г, 8, в). Находящийся в составе ГФ кремнезем при охлаждении автоклавов во всех опытах выделялся в аморфном виде и лишь в редких случаях в форме кристобалита.

Понятно, что в природных условиях, в отличие от лабораторных, охлаждение ГФ происходило очень медленно, поэтому находящийся в нем кремнезем успевал выкристаллизоваться в форме прекрасно ограненных мелких кристаллов (см. рис. 2, в–е).

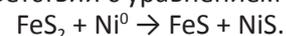
Очень часто после завершения экспериментов на поверхности образцов отмечается присутствие небольшого количества очень мелких кристаллов Анг, образование которых требует присутствия кислорода в составе ГФ. Можно предположить, что какая-то часть кислорода может попадать в реактор вместе с воздухом, который окисляет пиритную серу до серной кислоты, а она, в свою очередь, реагирует с Кц, давая в результате Анг (см. рис. 9, б). Не исключено также, что в высокотемпературных экспериментах, когда CO_2 проявляет свои окислительные свойства, она также могла окислять и Пи с последующим образованием Анг.

В рассмотренных экспериментах часто по Пи или за его счет образовывались железосодержащие карбонаты (см. рис. 4, б, 6, г, 7, а, б, 8, г, 9, б). В этом случае в ГФ появлялась сера, которая затем или связывалась в форме сульфидов, или выделялась в самородной форме (см. рис. 6, б).

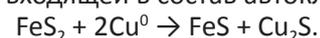
При взаимодействии КИ с ГФ, состоящим только из воды ($\chi_{CO_2} = 0$), отмечается образование фаз, возникновение которых требует протекания в системе окислительно-восстановительных реакций. В качестве окислителя может выступать сера, присутствующая в составе Пи в виде персульфида, которая окисляет металлы, например никель, входящие в состав автоклава, превращаясь в сульфидную форму:



Образование Пи и сульфида никеля также взаимосвязано и осуществляется за счет Пи, присутствующего в составе образцов КИ, и пиритовой шихты в соответствии с уравнением реакции



Аналогично реакция протекает с участием меди, также входящей в состав автоклава:



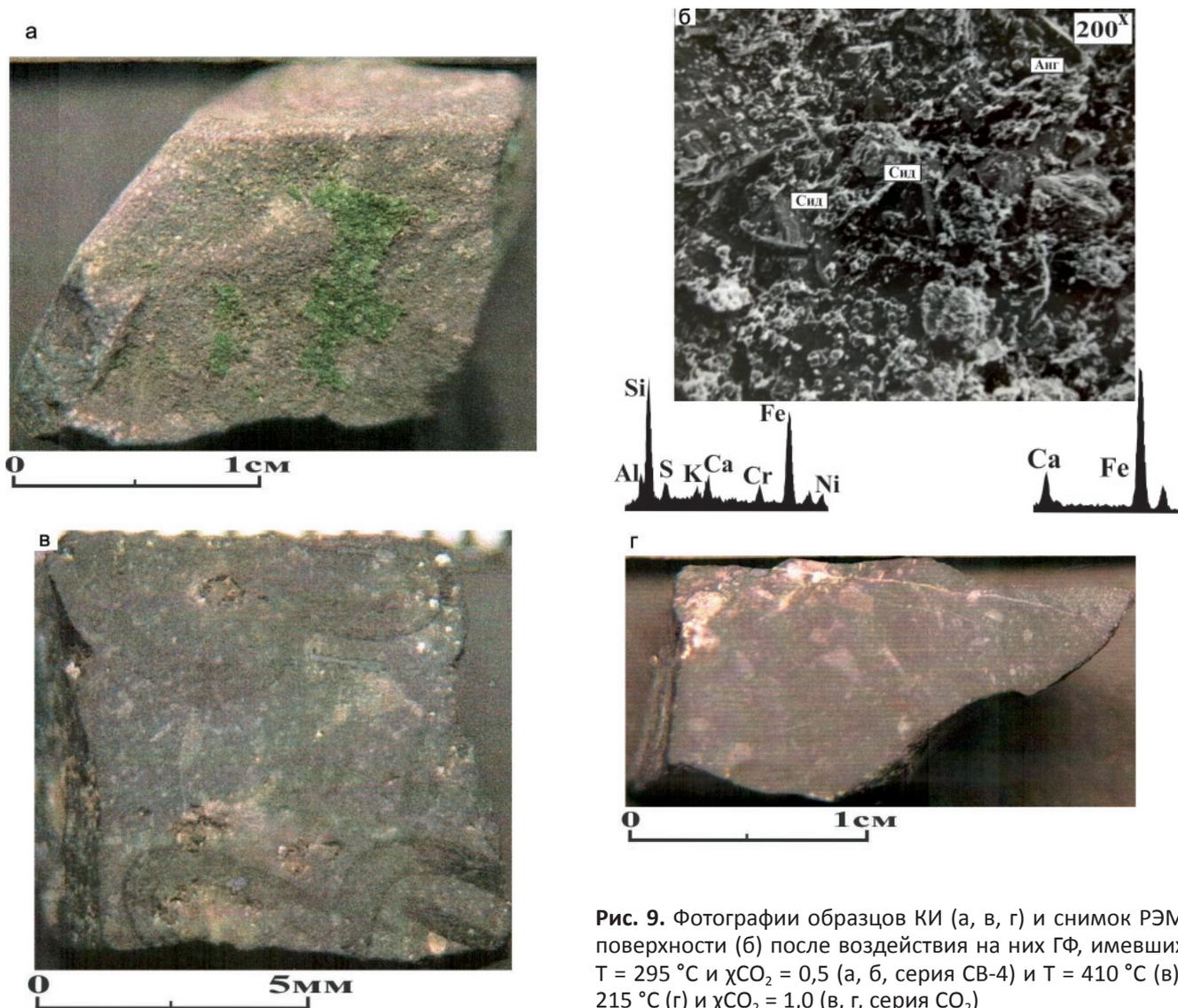


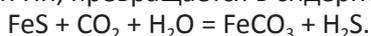
Рис. 9. Фотографии образцов КИ (а, в, г) и снимок РЭМ поверхности (б) после воздействия на них ГФ, имевших $T = 295\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $\chi_{\text{CO}_2} = 0,5$ (а, б, серия СВ-4) и $T = 410\text{ }^{\circ}\text{C}$ (в), $215\text{ }^{\circ}\text{C}$ (г) и $\chi_{\text{CO}_2} = 1,0$ (в, г, серия CO_2)

а – внешний вид образца после эксперимента; б – его выщелоченная микропористая и окремненная поверхность, на которой отложился гидротермальный кальцийсодержащий Сид в виде поликристаллических агрегатов и рассеянных мелких кристаллов (элементный спектр справа); в, г – внешний вид образцов после экспериментов

Возникновение S° происходит в результате превращения Пи в Пир в соответствии с уравнением реакции



Во многих проведенных экспериментах в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ отмечается образование Пир, однако в составе ГС, возникших по КИ, он не был встречен, как, впрочем, и сам Пи [6, 7]. Можно предположить, что Пир, как и Пи в рассматриваемых гидротермальных условиях также неустойчив и является лишь промежуточной метастабильной фазой, которая затем, как и Пи, превращается в сидерит:



Из-за того что автоклав является закрытой системой, реакция может остановиться до полного превращения Пир в Сид из-за того, что для ее завершения не хватает CO_2 .

В ГС, встреченных в кровельной части ДК Западно-Сибирского бассейна, из полученных в рассмотренных экспериментах с участием ГФ мине-

ральных ассоциаций, присутствуют лишь мелкокристаллический Кв, Ил, Кт, изредка Анг и железосодержащие карбонаты, из которых преобладает Сид (см. рис. 2) [6, 7]. Следовательно, основная часть серы, освобождающейся при разложении Пи, присутствовавшего в составе КИ, выносилась гидротермами за пределы зон развития ГС в той или иной форме.

Образование железосодержащих карбонатов может происходить в соответствии со следующим уравнением реакции:



Неожиданные результаты были получены в высокотемпературных ($360\text{ }^{\circ}\text{C}$) экспериментах (серия 0.5-1), в которых при воздействии на образцы КИ ГФ с невысокой концентрацией в них CO_2 при разложении входящего в их состав Пи получались не железосодержащие карбонаты, а железистый или Mg-Fe Хл. При этом кроме Пи из состава КИ исчезал и Кт, который вместе с пиритным железом шел на образова-

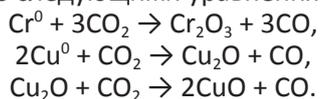
ние Хл. Напомним, что гидротермальный Хл в составе ГС полностью отсутствует [6, 7]. На основе установленного факта можно сделать два предположения:

1) температура природных ГФ была ниже 360 °С, а Сид устойчив, по крайней мере, до 315 °С (при этой температуре в серии СВ-3 отмечалось образование гидротермального Сид, а не Хл), т. е. фазовая граница между Хл и Сид + Кт лежит в интервале температур 315–360 °С;

2) установленная фазовая граница справедлива лишь для системы H_2O-CO_2 , а при других условиях, например рН или Eh, она может измениться.

Действительно, встреченные в кровельной части ДК гидротермальные силициты светло-серые, иногда почти белые (см. рис. 2), а образцы КИ после проведенных экспериментов с ГФ, имевших различную концентрацию в своем составе CO_2 , слабо изменяли цвет. Поскольку их темно-серая, почти черная окраска обусловлена присутствием в их составе ОВ, можно предположить, что в природных условиях, вероятно, в составе ГФ, воздействовавших на КИ, присутствовал O_2 , окислявший это ОВ.

В результате воздействия на образцы КИ высокотемпературных ГФ с высокой концентрацией в их составе CO_2 ($\chi_{CO_2} = 0,5$) на поверхности образца появлялись зеленые пленки окислов хрома (см. рис. 9, а), а при воздействии самого высокотемпературного флюида ($T = 410$ °С), состоящего только из CO_2 ($\chi_{CO_2} = 1,0$), отмечалось образование закиси и окиси меди. Из этих экспериментов следует, что CO_2 в высокотемпературных экспериментах является окислителем, так как других компонентов в составе флюида не было. Поэтому образование окиси хрома, а также закиси и окиси меди происходило в соответствии со следующими уравнениями реакций:



Хроматографический анализ газовой фазы, полученной в высокотемпературных экспериментах с CO_2 , подтвердил, что из нее в результате ее восстановления металлами образуется большое количество СО (рис. 10).

Тем не менее установленные (возможно, впервые) в гидротермальных экспериментах окислительные свойства CO_2 представляют большой интерес, поскольку СО в природных условиях может активно реагировать с водородом, который, как известно, поступает из фундамента вместе с ГФ [11, 12, 16] и в соответствии с процессом Фишера–Тропша в результате взаимодействия СО и H_2 образуются углеводороды.

В выполненных высокотемпературных экспериментах осветления образцов КИ не наблюдалось, но вполне вероятно, из-за того, что металлы в составе автоклавов являлись более активными восстановителями CO_2 , чем ОВ в составе КИ. В природных условиях таких восстановителей нет, поэтому можно предположить, что при достаточно высокой

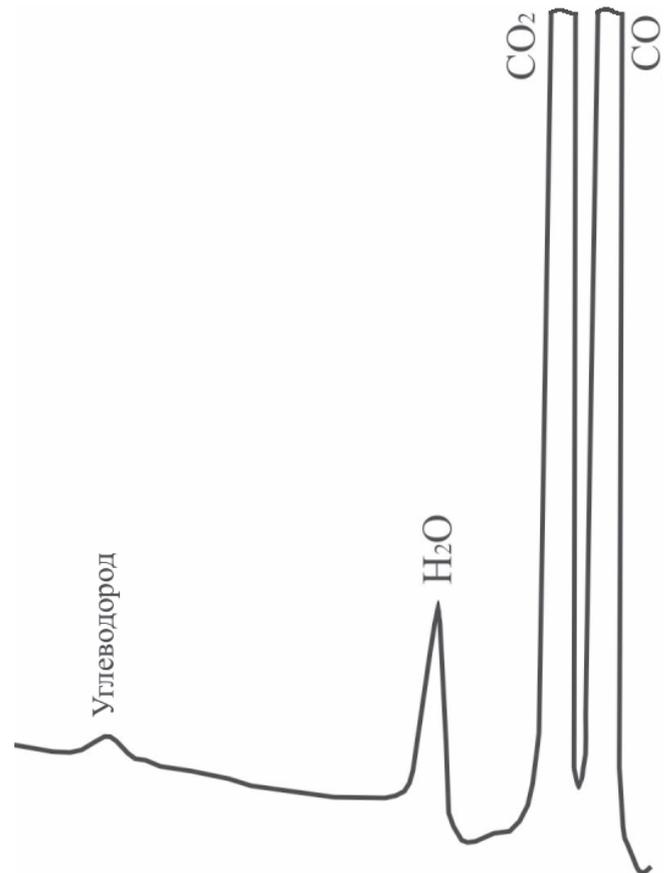


Рис. 10. Хроматограмма газовой фазы (детектор по теплопроводности), полученная после завершения эксперимента по воздействию на образец кремнистого известняка ГФ ($T = 275$ °С, $\chi_{CO_2} = 0,15$)

температуре и концентрации CO_2 она будет способна окислять и ОВ, присутствующее в составе КИ, осветляя их.

Наличие в КИ небольшого количества ОВ предполагает возможность генерации им УВ в результате воздействия на него ГФ. Чтобы проверить это предположение, в пробе газа, отобранного из автоклава после эксперимента, кроме H_2O , CO_2 и СО было определено содержание газообразных углеводородов. Оказалось, что газообразные УВ присутствуют в виде незначительной примеси (см. рис. 10). Это объясняется, во-первых, очень низким содержанием ОВ в составе КИ (в среднем немногим более 1 %) и, во-вторых, очень высокой степенью катагенетического преобразования КИ, побывавших на большой глубине и подвергавшихся высоким температурам и давлению. Потому ОВ в их составе практически полностью реализовало свой исходный нефтегазогенерационный потенциал.

Выводы

1. В системе H_2O-CO_2 при гидротермальном воздействии на образцы КИ происходит растворение карбонатов, входящих в их состав, и в первую очередь Дл.

2. Преимущественное растворение карбонатов приводит к окремнению поверхности образцов КИ,



формированию в них вторичной пористости, а в некоторых случаях даже перекристаллизации исходного биогенного кремнезема в мелкокристаллический Кв с различной степенью качества огранки образующихся кристаллов, чем они становятся очень похожими на природные ГС.

3. Пи также неустойчив в этих условиях и чаще всего замещается железосодержащими карбонатами при температурах до 315 °С.

4. При достаточно высокой температуре ГФ (360 °С и выше) Пи в составе КИ превращается не в железосодержащие карбонаты, которые присутствуют в составе ГС, а в Хл, при этом из состава КИ также исчезает Кт, который вместе с пиритным железом идет на образование гидротермального Хл. Поэтому встреченные в кровельной части ДК ГС, образующиеся по КИ в случае взаимодействия с ГФ, в составе которого содержится только CO₂, могли образоваться, если его температура была ниже 360 °С.

5. Даже при температуре флюида 410 °С в случае, если ГФ состоит только из CO₂, образование Хл не происходит, зато появляются железосодержащие карбонаты, что объясняется отсутствием воды, которая в форме OH⁻ входит в состав Хл.

6. При высоких температурах (275–410 °С) CO₂ начинает проявлять свойства *окислителя*, окисляя металлы, входящие в состав автоклава.

7. Вследствие высокой катагенетической преобразованности ОВ, входящего в состав КИ, они почти полностью потеряли исходный нефтегазогенерационный потенциал.

8. С целью уточнения солевого состава ГФ, а также их рН и Eh, необходимы дополнительные исследования, результаты которых будут рассмотрены в следующей публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Геологическое** строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений левобережья Енисея (Тыйская параметрическая скважина) / В. А. Каштанов, А. И. Варламов, В. П. Данилова и др. – Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1995. – 54 с.

2. **Геохимические критерии** прогноза нефтегазоносности палеозойских отложений юго-востока Западной Сибирской плиты / А. Э. Конторович, И. А. Олли, В. И. Биджаков и др. // Перспективы нефтегазоносности Западной Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. – С. 4–24.

3. **Геохимия** и генезис палеозойских нефтей Западной Сибири / А. Э. Конторович, В. П. Данилова, Е. А. Костырева и др. // Геохимия. – 1998. – № 1. – С. 3–17.

4. **Закономерности** размещения залежей нефти и газа в фундаменте Западно-Сибирской плиты / В. С. Сурков, Л. В. Смирнов, А. Е. Еханин и др. // Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. – М.: Недра, 2002. – С. 132–143.

5. **Запивалов Н. П., Плуман И. И.** Геолого-геохимические предпосылки открытия залежей нефти

и газа в палеозое юга Западной Сибири // Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1977. – С. 39–45.

6. **Зубков М. Ю.** Вторичные коллекторы тектоно-гидротермального происхождения в кровельной части доюрского комплекса Западно-Сибирской плиты и способы их прогноза // Геология нефти и газа. – 2015. – № 6. – С. 78–95.

7. **Зубков М. Ю.** Гидротермальные силициты – перспективный нефтегазопоисковый объект доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск, 1990. – С. 87–101.

8. **Зубков М. Ю., Васильев О. Е.** Перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса Шаимского района // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. – С. 124–137.

9. **Зубков М. Ю., Шведенков Г. Ю.** Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Пятая науч.-практ. конф.). В 2 т. Т. I. – Ханты-Мансийск, 2002. – С. 323–332.

10. **Клещев К. А., Шеин В. С.** Перспективы нефтегазоносности фундамента Западной Сибири. – М.: ВНИГНИ, 2004. – 214 с.

11. **Мархинин Е. К.** Вулканы и жизнь. – М.: Мысль, 1980. – 198 с.

12. **Набоко С. И.** Формирование современных гидротерм и метаморфизм растворов и пород // Вопросы вулканизма. – М.: Изд. АН СССР, 1962. – С. 52–62.

13. **Об источнике** нефтей, обнаруженных в коре выветривания и кровле палеозойского фундамента на площадях Среднего Приобья / Н. В. Лопатин, Т. П. Емец, О. Н. Симоненкова и др. // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 1997. – № 7. – С. 7–22.

14. **Патент** на изобретение № 2085975 «Способ прогнозирования зон развития вторичных коллекторов в фундаменте» / М. Ю. Зубков. – Приоритет от 12.06.1994 г.

15. **Погорелов Б. С.** Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири. – М.: Наука, 1977. – 85 с.

16. **Соколов В. А.** Геохимия природных газов. – М.: Недра, 1971. – 336 с.

17. **Справочник** физических констант горных пород / под ред. С. Кларка-мл. – М.: Мир, 1969. – 544 с.

18. **Трушков П. А., Фомичев А. С.** Катагенез органического вещества доюрского комплекса юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Тр. СНИИГГиМС. – 1976. – Вып. 231. – С. 107–110.

19. **Фомин А. Н.** Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палео-



зойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. – Новосибирск: ИИГ СО РАН, 2011. – 332 с.

REFERENCES

1. Kashtanov V.A., Varlamov A.I., Danilova V.P., et al. *Geologicheskoye stroeniye i perspektivy neftegazonosnosti paleozoyskikh otlozheniy levoberezh'ya Yeniseya (Tyyskaya parametricheskaya skvazhina)* [Geological structure and prospects of oil and gas potential of Paleozoic deposits on the Yenisei left bank (Tyyskaya parametric well)]. Novosibirsk, OIGGM SB RAS Publ., 1995. 54 p. (In Russ.).

2. Kontorovich A.E., Olli I.A., Bidzhakov V.I., et al. [Geochemical criteria for predicting the oil and gas content of the Paleozoic deposits in the southeast of the West-Siberian plate]. *Perspektivy neftegazonosnosti Zapadnoy Sibiri* [Oil and gas potential of Western Siberia]. Novosibirsk: SNIIGGiMS Publ., 1980, pp. 4–24. (In Russ.).

3. Kontorovich A.E., Danilova V.P., Kostyreva E.A., et al. [Geochemistry and genesis of Paleozoic oils of West Siberia]. *Geokhimiya*, 1998, no. 1, pp. 3–17. (In Russ.).

4. Surkov V.S., Smirnov L.V., Ekhanin A.E., et al. [Regularities of the location of oil and gas pools in the basement of the West-Siberian plate]. *Neftegazonosnost fundamenta osadochnykh basseynov* [Oil and gas content in the basement of sedimentary basins]. Moscow, Nedra Publ., 2002, pp. 132–143. (In Russ.).

5. Zapivalov N.P., Pluman I.I. [Geological and geochemical prerequisites for the discovery of oil and gas pools in the Paleozoic of the southern West Siberia]. *Problemy geologii i neftegazonosnosti doyruskikh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy plity* [Problems of geology and oil and gas content of pre-Jurassic deposits of the West Siberian plate]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1977, pp. 39–45. (In Russ.).

6. Zubkov M.Yu. *Vtorichnye kollektory tektonogidrotermal'nogo proiskhozhdeniya v krovel'noy chasti doyruskogo kompleksa Zapadno-Sibirskoy plity i sposoby ikh prognoza* [Secondary reservoirs of tectonic-hydrothermal origin in the roof of the Pre-Jurassic complex in the West Siberian plate and its forecast methods]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and gas geology*, 2015, no. 6, pp. 78–95. (In Russ.).

7. Zubkov M. Yu. [Hydrothermal silicites are a promising oil and gas prospecting target of the Pre-Jurassic basement of the West Siberian plate]. *Geologiya i neftegazonosnost nizhnikh gorizontov chekhla Zapadno-Sibirskoy plity* [Geology and oil and gas presence in the lower horizons of the cover of the West Siberian plate]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1990, pp. 87–101. (In Russ.).

8. Zubkov M.Yu., Vasilyev O.E. [Prospects for oil and gas potential of the Pre-Jurassic complex of the Shaimsk Region]. *Geologiya i neftegazonosnost trias-sredneyurskikh otlozheniy Zapadnoy Sibiri* [Geology and

oil and gas presence in the Triassic–Middle Jurassic deposits of West Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1991, pp. 124–137. (In Russ.).

9. Zubkov M.Yu., Shvedenkov G.Yu. [Experimental modelling of the formation of secondary reservoirs under the influence of hydrothermal fluids of various compositions]. *Puti realizatsii neftegazovogo potentsiala KHMAO» (Pyataya nauchno-prakticheskaya konferentsiya) v dvukh tomakh, tom I* [Ways of realizing the oil and gas potential of the Khanty-Mansi Autonomous Okrug. Proc. Fifth Scientific and Practical Conference. In 2 volumes, vol. I]. Khanty-Mansiysk, 2002, pp. 323–332. (In Russ.).

10. Kleshchev K.A., Shein V.S. *Perspektivy neftegazonosnosti fundamenta Zapadnoy Sibiri* [Prospects of oil and gas presence in the basement of West Siberia]. Moscow, VNIGNI Publ., 2004. 214 p. (In Russ.).

11. Markhinin Ye.K. *Vulkany i zhizn* [Volcanoes and life]. Moscow, Mysl Publ., 1980. 198 p. (In Russ.).

12. Naboko S.I. [Formation of modern hydrothermal fluids and metamorphism of solutions and rocks]. *Voprosy vulkanizma* [Problems of volcanism]. Moscow, AS USSR Publ., 1962, pp. 52–62. (In Russ.).

13. Lopatin N.V., Yemets T.P., Simonenkova O.N., et al. [On the oil source found in the weathering crust and roof of the Paleozoic basement in the areas of the Middle Ob]. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh mestorozhdeniy*, 1997, no. 7, pp. 7–22. (In Russ.).

14. Zubkov M.Yu. *Sposob prognozirovaniya zon razvitiya vtorichnykh kollektorov v fundamente* [The way to predict development zones of secondary reservoirs in the basement]. Patent RF, no. 2085975. 1994. (In Russ.).

15. Pogorelov B.S. *Geologiya i neftegazonosnost doyruskikh obrazovaniy zapada Zapadnoy Sibiri* [Geology and petroleum potential of the Pre-Jurassic formations in the western West Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1977. 85 p. (In Russ.).

16. Sokolov V.A. *Geokhimiya prirodnykh gazov* [Geochemistry of natural gases]. Moscow, Nedra Publ., 1971. 336 p. (In Russ.).

17. Clark S., Jr., ed. *Spravochnik fizicheskikh konstant gornyx porod* [Reference book of physical constants of rocks]. Moscow, Mir Publ., 1969. 544 p. (In Russ.).

18. Trushkov P.A., Fomichev A.S. [Catagenesis of organic matter in the Pre-Jurassic complex of the southeastern West-Siberian plate]. *Tr. SNIIGGiMS* [Proc. SNIIGGiMS]. Novosibirsk, 1976, issue 231, pp. 107–110. (In Russ.).

19. Fomin A.N. *Katagenez organicheskogo veshchestva i neftegazonosnost mezozoyskikh i paleozoyskikh otlozheniy Zapadno-Sibirskogo megabasseyna* [Catagenesis of organic matter and oil and gas content of the Mesozoic and Paleozoic sediments of the West Siberian megabasin]. Novosibirsk, IPGG SB RAS Publ., 2011. 332 p. (In Russ.).



ОБОСНОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ СИСТЕМЫ ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ МОГТ 2D

А. П. Сысоев

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

При выполнении сейсмических наблюдений 2D сейсмограммы общего пункта взрыва представляются дискретной функцией двух переменных: времени и удаления приемник–источник. При регистрации волнового поля одиночными сейсмоприемниками с малым расстоянием между ними (*UniQ*-технология) преследуются две цели: сохранение высоких частот отраженных сигналов за счет исключения эффекта микростатики и выполнение теоремы отсчетов Котельникова при дискретизации непрерывного поля по пространственной переменной, тем самым исключая эффект пространственного аляйсинга регулярных волн-помех. Это позволяет на этапе цифровой обработки более эффективно решать задачи выделения полезных сигналов и подавления помех. Принимая в целом идею плотной установки приемников, предлагается оптимизировать профильную систему наблюдения по шагу пунктов регистрации и возбуждения путем сочетания аналогового и цифрового группирования сейсмоприемников. Пространственная дискретизация поля в этом случае определяется расстоянием между центрами групп приемников, а параметры аналого-цифрового группирования рассчитываются из условия подавления пространственных аляйсинговых частот. На основе анализа статических поправок, полученных при обработке ранее проведенных сейсмических исследований, предложен способ оценки влияния латеральных вариаций микростатики на результаты аналогового группирования.

Ключевые слова: система наблюдений 2D, цифровое и аналоговое группирование, микро статика, пространственный аляйсинг.

JUSTIFICATION OF PARAMETERS OF THE 2D CDP FIELD SYSTEM

A. P. Sysoev

A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Russia

When performing seismic observations, 2D seismograms of a common shot point are represented as a discrete function of two variables, i.e. time and receiver–source offset. When recording a wave field using single seismic receivers placed small distance apart (*UniQ* technology), two goals are pursued: maintaining high frequencies of reflected signals by eliminating the effect of microstatics and fulfilling the Kotelnikov sampling theorem when discretizing a continuous field with respect to a spatial variable, thereby eliminating the effect of spatial aliasing of regular interference waves. At the stage of digital processing, this allows to solve the problem of extracting useful signals and suppressing noise more effectively. Taking the idea of a close array of receivers as a whole, it is proposed to optimize the profile observation system by source–receiver spacing combining analog and digital grouping of seismic receivers. In this case, the spatial sampling of the field is determined by the distance between the centers of receiver groups, and the parameters of the analog–digital grouping are calculated from the condition of suppressing spatial aliasing frequencies. Based on the analysis of static corrections obtained during processing of previous seismic studies, a method is proposed for assessing the effect of lateral microstatics variations on the results of analog grouping.

Keywords: 2D observation system, digital–analog grouping, microstatics, spatial aliasing.

DOI 10.20403/2078-0575-2020-3-59-65

В последние годы в геофизической литературе активно обсуждается *UniQ*- или *Q*-технология регистрации поля отраженных волн одиночными приборами с расстоянием между каналами 2–5 м, эквивалентным расстоянию между приборами аналоговой группы [1, 2, 4, 9]. Утверждается, что такая методика наблюдений обладает рядом уникальных особенностей:

1. Регистрация одиночными приборами исключает эффект «микростатики». Группирование приборов в цифровой форме после коррекции статических поправок исключает эффект подавления высокочастотной составляющей отраженных сигналов, что может иметь место при регистрации распределенной по линии профиля группы приборов.

2. Исключается эффект пространственного аляйсинга, что повышает эффективность подавления регулярных помех.

3. Формирование потока информации на один-два порядка больше, чем при традиционных методах полевых работ.

Добавим к этому следующее рациональное соображение: увеличением числа активных приемников, как отмечено в работе [5], обеспечивается более полное использование энергии источника.

Анализ преимуществ *UniQ*-технологии начнем с третьего утверждения. К. Шеннон, заложивший основы теории информации, рассматривает информацию как снятую неопределенность наших знаний об объекте исследования. Поэтому при увеличении числа регистрирующих каналов правильнее говорить о порядке увеличения объема данных, которые могут увеличить или не увеличить количество информации об изучаемом объекте сравнительно со стандартной методикой наблюдения. Вполне до-



пустим вариант, при котором весь эффект сводится только к кратному увеличению объема данных без увеличения количества информации.

В общем случае при аналоговом накоплении сигналов группой приборов, распределенной по линии наблюдения, возможно частичное подавление высокочастотных составляющих спектра сигналов отраженных волн сравнительно с цифровым группированием, выполняемым после коррекции статических поправок [8]. Но этот эффект в общем случае не имеет смысла оценивать, поскольку он определяется локальными вариациями параметров верхней части разреза (ВЧР), проявляющимися в пределах базы группы, и зависит от характера неоднородности и линейных размеров группы. Уникальным результатам съемки с одиночными приборами можно противопоставить столь же уникальные результаты, полученные с применением базы группирования, равной 25 м. Также следует учитывать, что латеральная неоднородность ВЧР в принципе порождает спектральную неидентичность пунктов приема, которая проявляется прежде всего в высокочастотной части спектра и теоретически компенсируется процедурами поверхностно-согласованной деконволюции, предназначенной для компенсации влияния неоднородности ВЧР.

Следует признать, что регистрация с соблюдением условий *UniQ*-технологии в силу выполнения теоремы отсчетов Котельникова обладает свойством полноты представления волнового поля, что позволяет адаптировать методику обработки к его особенностям. Но для реализации этой методики наблюдения необходимо многократно увеличить число каналов сейсмической станции. Методология такой съемки противоположна ранним работам МОВ, когда задача выделения отраженных волн решалась на уровне оптимизации параметров регистрации [3], включая аналоговое группирование приборов и аппаратурное смещение каналов. Применяемые в настоящее время параметры приемной расстановки занимают промежуточное положение между двумя отмеченными вариантами и устанавливаются либо на основании опыта предшествующих работ, либо на идеях совершенствования апробированных методик на основании общих соображений.

В настоящей работе сделана попытка формализовать задачу подбора параметров системы полевых наблюдений с точки зрения теории дискретизации непрерывных последовательностей. Для начального варианта обсуждения этой проблемы будем рассматривать только профильные наблюдения МОГТ.

Система наблюдений 2D определяется параметрами расстановки общего пункта возбуждения (ОПВ), шагом ПВ по профилю и определяется следующим списком параметров: Δ_s , Δ_r – шаг пунктов взрыва и приема (ПП) по линии профиля; L_{\max} , L_{\min} – минимальное и максимальное удаление ПП–ПВ.

Соответственно, число каналов расстановки $L = (L_{\max} - L_{\min}) / \Delta_r + 1$.

Следующая группа параметров определяет способ получения одноканальной записи: Δ_r – шаг расстановки приборов в группе; N – число приборов в группе; Δ_t – шаг дискретизации по времени.

Сейсмограмма ОПВ определяется как двумерная дискретная функция непрерывного волнового поля. В общем случае, перед тем как выполнить дискретизацию, волновое поле подвергается низкочастотной фильтрации по пространственной переменной x , реализуемой линейной группой приборов $Q(x)$ и по переменной t – антиалейсинговым фильтром $\theta(t)$:

$$U(x, t)Q(x)\theta(t) \Rightarrow f(n\Delta_x, k\Delta_t).$$

Максимальное удаление ПП–ПВ. Его значение обосновать достаточно просто. С одной стороны, для оценки эффективной скорости отраженных волн необходимо обеспечить длину годографа ОГТ не менее глубины целевых отражающих горизонтов, с другой – максимальное удаление ограничено сверху значением кинематического мьютинга.

Введем параметр, характеризующий отношение приращения времен отражения на нулевом удалении и удалении ПВ–ПП l , который определяется как коэффициент растяжения сигнала при вводе кинематики:

$$k = dt_0 / dt_l = \frac{1}{dt_l / dt_0} = \frac{\sqrt{t_0^2 + (l/v)^2}}{t_0}.$$

Выразим удаление и начальное время обнуления кинематическим мьютингом трасс сейсмограммы ОГТ как функцию коэффициента растяжения:

$$l_m = vt_0 \sqrt{k^2 - 1}; \quad t_m(l_m) = \sqrt{t_0^2 + (l_m/v)^2}. \quad (1)$$

В уравнении (1) кинематические параметры отраженной волны можно заменить на эффективную глубину отражающей границы $2h = vt_0$, тогда

$$l_m = 2h \sqrt{k^2 - 1}.$$

Линия кинематического мьютинга для сейсмограмм ОГТ с введенной кинематикой описывается линейной функцией глубины отражения. На практике коэффициент растяжения ограничивается значением $k \leq 1,3$, что соответствует $l_m < 1,6h$.

Кратность системы наблюдений. Увеличение объема выборки является общим способом уменьшения погрешности оценки параметров волнового поля. Для сейсмических наблюдений это условие соответствует увеличению плотности наблюдения (не кратности выборки общей срединной точки (ОСТ), а плотности, определяемой количеством трасс на единицу длины профиля).

Объем выборки (кратность) сейсмограммы ОСТ определяется известным выражением $kr = L\Delta_r / 2\Delta_s$. Для определения плотности наблюдений p нормируем значение кратности на шаг ОСТ ($\Delta_r / 2$):

$$p = 2kr/\Delta_r = L/\Delta_s.$$

Увеличение плотности наблюдения достигается уменьшением шага либо ПВ, либо ПП; последнее соответствует увеличению числа каналов L при фиксированной длине расстановки. В качестве примера рассмотрим три варианта системы наблюдения с одинаковой плотностью: 1) шаг ПВ – 50 м, ПП – 50 м; 2) 100 и 25; 3) 200 и 12,5.

При фиксированной базе наблюдения система № 1 с равным шагом ПВ и ПП обеспечивает максимальную кратность выборки ОСТ. Системы 2, 3 характеризуются последовательным прореживанием пунктов возбуждения при одновременном сгущении пунктов приема и общих срединных точек (ОСТ). Сравнительный анализ систем наблюдения необходимо проводить с привязкой к конкретным геофизическим задачам, решаемым при обработке сейсмических данных.

Основных задач немного:

Скоростной анализ. Выполняется по суперсейсмограммам ОСТ, поэтому при одинаковой линейной базе суперсейсмограммы объемы выборки трасс и структура удалений ПП–ПВ одинаковы для всех систем.

Коррекция статических поправок. Различие в условиях задачи определяется только пропорциональным увеличением кратности по выборкам ОПВ и уменьшением – по выборкам ОПП. Тем не менее объемы выборок по ОПП остаются значительными для оценки среднего значения сдвигов по этой переменной.

Подавление волн-помех с линейным годографом. Это преобразование выполняется по сейсмограммам ОПВ алгоритмами типа веерной фильтрации. Сгущение ПП уменьшает эффект пространственного аляйсинга, что повышает эффективность процедуры подавления помех.

Суммирование по ОСТ. Получение временных разрезов ОСТ простым суммированием является промежуточным этапом обработки, поэтому для получения эквивалентных результатов для всех типов расстановки как вариант можно выполнить низкочастотную пространственную фильтрацию суммарных разрезов

Основной этап обработки – миграция, которая реализует накопление сигналов по кинематике дифрагированных волн. Накопление сигналов выполняется в пространстве двух координат поля времен (x, l). При одинаковой плотности наблюдений выполняется условие равенства количества трасс в пределах апертуры миграции.

Дискретизация по времени. Из опыта можно принять, что верхняя граничная частота сейсмических данных МОВ не превышает 150 Гц, поэтому шаг дискретизации 2 мс является достаточным и теоретически обоснованным. Но в справочнике [8] утверждается, что в силу ограниченности сейсмических трасс по времени «для передачи сейсмических сигналов с искажениям, не превышающими

3 Дб» квантование должно выполняться с шагом, вдвое меньшим, чем предписывается теоремой отсчетов. В работе [9] справедливость этого утверждения иллюстрируется изображениями сейсмограммы с разным шагом дискретизации, но без пояснения алгоритма интерполяции трасс, использованного при построении изображений. Существенно, что при обработке сейсмических данных приходится многократно решать задачу интерполяции дискретных последовательностей, а уменьшение шага дискретизации позволяет использовать более простые в вычислительном отношении алгоритмы интерполяции. Поэтому выбор шага квантования не определяется формальным выполнением теоремы отсчетов.

Отметим, что при регистрации волнового поля основное требование теоремы отсчетов (подавление шумов выше верхней граничной частоты сейсмических волн) выполняется неукоснительно.

Пространственный аляйсинг. Рассмотрим гармоническую составляющую волны с кажущейся скоростью v_k :

$$\begin{aligned} \cos(w(t - x_l/v_k)) &= \cos(wt - w/v_k x_l) = \\ &= \cos(wt - u_k \Delta_r l). \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь $u_k = w/v_k$ – волновое число, l – номер канала расстановки ОПВ. Пространственная частота Найквиста определяется шагом квантования по оси x :

$$q_N = 1/(2\Delta_r) [1/м]; u_N = \pi/\Delta_r [рад/м]. \quad (3)$$

Потребуем, чтобы волновое число превышало частоту Найквиста:

$$u_k = u_N + u_0 = \pi/\Delta_r + u_0. \quad (4)$$

Подставим (4) в формулу (2) и выполним преобразование с использованием формул приведения тригонометрических функций:

$$\cos(wt - (u_N + u_0)\Delta_r l) \equiv \cos(wt - (-u_N + u_0)\Delta_r l).$$

Получено тождество, из которого следует, что гармоника с пространственной частотой $(u_N + u_0)$ отображается в области отрицательных пространственных частот $(-u_N + u_0)$ двумерной спектральной плоскости и визуально воспринимается как волновой пакет с отрицательной кажущейся скоростью $v_k^* = w/(-u_N + u_0)$. Наглядные иллюстрации этого эффекта приведены в работе [7].

При обосновании шага дискретизации по времени мы принимаем, что спектр трасс ограничен спектром сейсмического сигнала, уверенно можем определить самую оптимистичную оценку верхней граничной частоты сигнала и, в соответствии с теоремой отсчетов, определить шаг дискретизации и параметры антиаляйсингового фильтра. Верхняя пространственная граничная частота волнового поля определяется поверхностными сейсмогеологическими условиями, типом источника, уровнем регулярных и случайных помех и может изменяться в широких пределах даже на сейсмограммах одного

профиля. На практике при обосновании шага ПП выполнение теоремы отсчетов для пространственных частот игнорируется. На рис. 1 представлены два квадранта двумерного спектра реальной сейсмограммы. По временной частоте регистрируемая полоса частот волнового поля заведомо ниже частоты Найквиста, по горизонтали – пространственная частота Найквиста, определяемая на графике значением 0,5, обрезает спектр волнового поля.

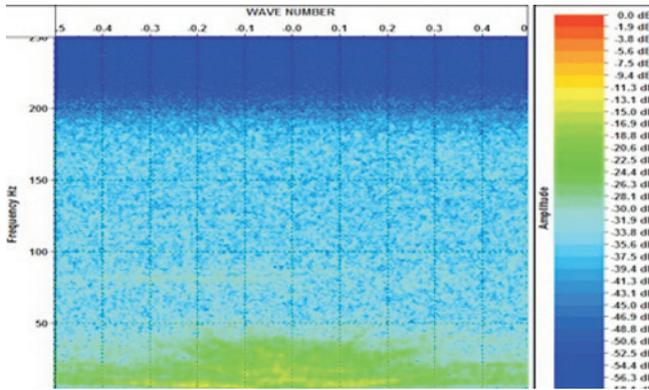


Рис. 1. Двумерный спектр волнового поля сейсмограммы ОПВ

В случае высокого отношения сигнал/помеха волновое поле определяется детерминированной составляющей. В этом случае основным инструментом выделения сигналов является направленное суммирование по выборке ОСТ (оценка среднего значения выборки отсчетов) до или после миграции и эффекты пространственного аляйсинга несущественны.

Для сейсмограмм с низким отношением сигнал/помеха важной составляющей процесса обработки являются процедуры подавления помех по сейсмограммам ОПВ. Эта задача сводится к веерной фильтрации, реализуемой на двумерной спектральной плоскости, поэтому эффекты пространственного аляйсинга ограничивают эффективность решения задачи подавления помех.

Линейное группирование приборов. Линейная группа приборов, распределенных по линии профиля, реализует низкочастотную пространственную фильтрацию непрерывного волнового поля до дискретизации по пространственной переменной. Передаточная характеристика линейной группы (рис. 2) с количеством приборов N определяется выражением [3]:

$$R(u) = \left| \sum_{n=0}^{N-1} e^{-jud} \right| = \frac{\sin(u\Delta_r N / 2)}{\sin(u\Delta_r / 2)}. \quad (5)$$

Рассматривая группу как пространственный антиаляйсинговый фильтр, необходимо определить ее параметры, обеспечивающие подавление составляющих волнового поля со значением волнового числа выше пространственной частоты Найквиста (3). Пусть частота u_0 первого нуля передаточной характеристики группы, определяемая из формулы (5)

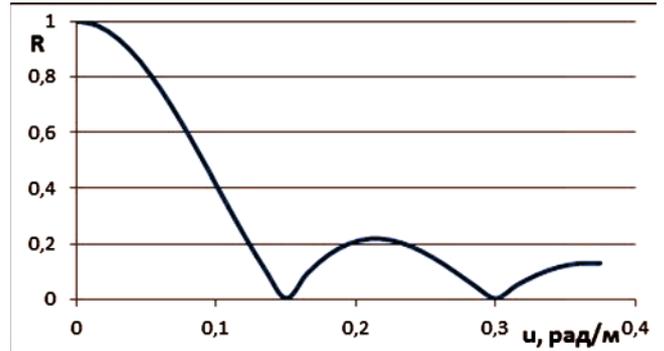


Рис. 2. Передаточная характеристика линейной группы приборов

$$u_0 \Delta_r N / 2 = \pi \Rightarrow u_0 = 2\pi / (\Delta_r N)$$

соответствует пространственной частоте Найквиста $u_0 = \pi / \Delta_r$. Из этого условия определяется база группирования приборов:

$$\pi / \Delta_r = 2\pi / (\Delta_r N) \Rightarrow \Delta_r N = 2\Delta_r.$$

Из полученного равенства следует, что формальная база дискретной линейной группы приборов $\Delta_r N$, удовлетворяющая условию пространственного антиаляйсингового фильтра, должна составлять удвоенное расстояние между центрами групп $2\Delta_r$.

Кроме условия подавления зеркальных частот база линейной группы должна пропускать без искажения полезную составляющую сигнала. Примем, что полоса пропускания определяется значением частотной характеристики $R(u) > 0,7R(u=0)$. Численно установлено, что передаточная характеристика группы приборов принимает значение $R(u)/R(0) > 0,7$ при значении аргумента $u \leq 0,45u_0 \approx \pi / (N\Delta_r)$. Следовательно, критерием пропускания полезных отраженных волн группой приборов является выполнение условия

$$\frac{w_{\max}}{v_k} = \frac{2\pi f_{\max}}{v_k} < \frac{\pi}{N\Delta_r} = \frac{\pi}{2\Delta_r} \Rightarrow N\Delta_r = 2\Delta_r < \frac{v_k}{2f_{\max}}.$$

Для отраженных волн кажущаяся скорость v_k является функцией скорости отраженной волны, вертикального времени и удаления ПП–ПВ. Нетрудно оценить, что для максимального удаления, ограниченного коэффициентом растяжения сигнала (1), кажущаяся скорость определяется выражением $v_k(t_0) \approx 1,56v(t_0)$. Так, например, для горизонтов верхней юры Западной Сибири $v_k \approx 1,56 \cdot 2600 \approx 4000$ м/с. Ограничиваясь частотой сейсмического сигнала сверху значением 100 Гц, определим шаг ПП $\Delta_r \leq 4000 / 40 = 10$ м при базе группирования приборов 20 м. Для Восточной Сибири кажущаяся скорость для предельного значения удаления значительно выше: $v_k \approx 1,56 \cdot 5000 \approx 7800$ м/с, следовательно, $\Delta_r \leq 20$ м. В этом случае группа сейсмоприемников на базе 40 м пропускает без искажения отраженные сигналы в рабочем диапазоне удалений ПП–ПВ.

Отметим, что рассмотренные оценки не являются рекомендациями к выбору параметров систе-

мы наблюдения, а демонстрируют пример согласования шага ПП и базы группирования приборов, настроенных на пропускание сигналов и подавление пространственных зеркальных частот.

Поскольку перекрытие групп приборов на профиле нерационально, для реализации этого решения будем использовать группирование приборов на базе, равной шагу между центрами групп Δ , с последующим цифровым суммированием каналов. Чтобы сохранить координаты центров групп при смешении каналов, можно использовать треугольные весовые функции. Как уже отмечено, подобные технологии группирования в сочетании со смесителями каналов непосредственно при регистрации применялись во времена аналоговой регистрации. Основное отличие цифрового смесителя определяется тем, что смешение можно выполнять после коррекции статических поправок, тем самым минимизируя влияние статических сдвигов на высокочастотные составляющие сейсмических сигналов. Также следует отметить, что параметры цифрового фильтра можно варьировать в области двух переменных (t_0, x) волнового поля, увеличивая мощность пространственного фильтра в конусе поверхностных помех.

Примем, что шаг расстановки Δ , одиночных приборов в технологии *UniQ* и приборов в линейной группе при стандартной методике наблюдений равны. Выделим диапазон пространственных частот, границами которого являются две частоты Найквиста $[1/(2\Delta_r), 1/(2\Delta_l)]$. Левая граница определяется расстоянием между центрами групп приборов, правая – шагом расстановки приборов. В этой полосе пространственных частот при аналого-цифровом группировании происходит «ненаправленное» суммирование волнового поля. В технологии *UniQ* эффект подавления можно реализовать алгоритмами типа веерной фильтрации. Теоретически алгоритмы направленного действия более эффективно решают задачу подавления регулярных помех, но различие в решениях выражается только в определенной полосе пространственных частот и определяется шириной этого участка спектра, уровнем энергии данной составляющей поля и его регулярностью. Отсюда следует, что практическое преимущество цифрового группирования в реальных ситуациях может быть незначимым.

Эффект «микростатики». Предполагается, что резкие латеральные вариации скоростной модели ВЧР обуславливают вариации статических поправок для каждого приемника группы τ_i . В силу этого гармонические составляющие сигналов отдельных приборов характеризуются фазовыми сдвигами $\varphi_i = \omega\tau_i$, и аналоговое суммирование группой приборов сопровождается подавлением высокочастотной составляющей спектра. Для непосредственной оценки этого эффекта необходимы специальные работы с одиночными приборами с расстоянием, равным шагу приборов в группах, и выполнение анализа вариаций статических поправок в преде-

лах фиксированных линейных интервалов профиля. Можно ожидать, что результаты будут различаться для разных регионов и разных участков площади даже в пределах одного региона. Трудно ожидать, что такого рода работы могут быть проведены, тем не менее, поскольку проблема обозначена, необходимо определить пути ее решения.

Пусть по результатам обработки профиля получены окончательные статические поправки ОПВ τ_n , где n – номер ПП. По определению эти поправки полностью компенсируют и описывают влияние ВЧР на времена прихода отраженных волн. Будем считать, что разброс поправок в пределах малого интервала профиля пропорционален линейному размеру интервала. Дискретная функция статических поправок позволяет получить выборку значений $\Delta_\tau(n, m) = |\tau_{n+m} - \tau_n|$, характеризующих диапазон вариаций статических поправок на интервалах $m\Delta$, кратных шагу ПП. Среднее значение модуля приращений по линии профиля

$$\bar{\Delta}_\tau(m\Delta_\tau) = \frac{1}{N-m} \sum_{n=1}^{N-m} \Delta_\tau(n, m\Delta_\tau) \quad (6)$$

характеризует диапазон изменения статических поправок на интервале $m\Delta$ профиля.

На рис. 3 представлен график окончательных поправок ОПВ для профиля Восточной Сибири с шагом ПП $\Delta_\tau = 50$ м. Перепад рельефа по линии профиля составляет 125 м с резкими вариациями статических поправок. На рис. 4 представлен график функции $\bar{\Delta}_\tau(L)$, где $L = m\Delta_\tau$. Расстояние между ПП составляет 50 м, поэтому значение функции (6) можно рассчитать только для интервалов, кратных этому значению.

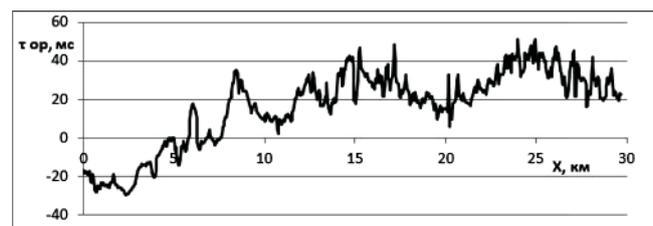


Рис. 3. График статических поправок в пунктах приема по линии профиля

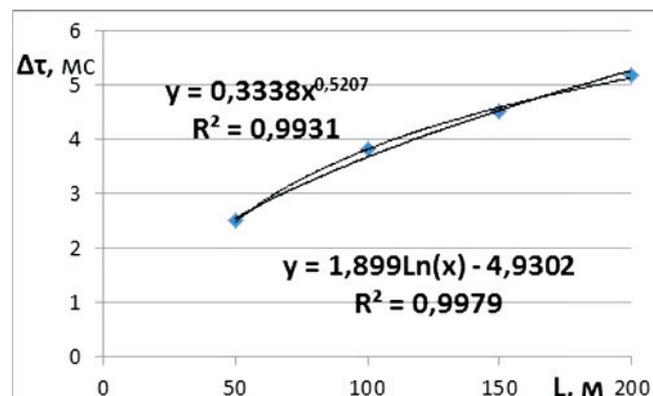


Рис. 4. Оценка диапазона вариации статических поправок как функции интервала профиля

Из рис. 4 следует, что на интервале профиля (базе линейной группы приборов) 50 м диапазон изменения статических поправок оценивается значением около 2,5 мс. Центрируя это значение относительно центра группы, получаем оценку вариации статических поправок $\pm 1,25$ мс. Для оценки влияния этого фактора на гармонические составляющие пересчитываем временные задержки в фазовые сдвиги δ_φ , которые определяются как линейная функция частоты f :

$$\delta_\varphi = w\bar{\Delta}_\tau / 2000 \approx \pm 0,0079f \text{ рад.}$$

Чтобы получить оценку фазовых сдвигов для базы группы меньше 50 м, необходимо выполнить экстраполяцию наблюдений в область малых значений аргумента L . На рис. 4 представлены графики двух вариантов экстраполирующих функций: степенной и логарифмической, поведение графиков в диапазоне $L < 50$ м показано на рис. 5. Оптимистичный вариант оценки определяется логарифмической функцией; здесь на интервале 12 м разброс статических поправок равен нулю. Степенная функция показывает нулевой разброс статических поправок только на нулевой базе. Значения этой функции будем использовать как оценку сверху:

$$\bar{\Delta}_\tau(L) = 0,3338L^{0,5207}.$$

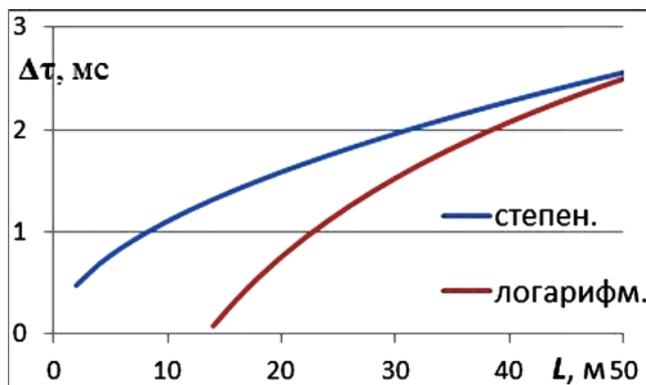


Рис. 5. Экстраполяция оценки диапазона изменения статических поправок

С учетом полученной асимптотики диапазон фазовых сдвигов для базы группы 25 м ограничим значением $|\delta_\varphi| < 0,0056f$ рад, для базы 12,5 м – $|\delta_\varphi| < 0,0039f$ рад. Соответственно, на частоте 100 Гц граничные значения сдвигов составят $|\delta_\varphi| < 0,56$ и $|\delta_\varphi| < 0,39$ рад. Влияние фазовых сдвигов сигналов отдельных приемников описывается нормированной частотной характеристикой группы приборов

$$Q(\varphi) = \frac{1}{N} \left| \sum_{n=0}^{N-1} \exp(-j\varphi_n) \right|.$$

Пересортировав члены ряда в порядке возрастания фазовой задержки и допуская равномерность последовательности (φ_n) в диапазоне $[-\delta_\varphi, \delta_\varphi]$, можно, аналогично (5), получить аналитическое представление реакции группы на фазовые статические сдвиги как функцию частоты сигнала и диапазона

временной задержки $\bar{\Delta}_\tau$ (определенной в секундах) на базе группирования приборов

$$Q(f, \bar{\Delta}_\tau) = \frac{\sin(\pi f \bar{\Delta}_\tau)}{N \sin(\pi f \bar{\Delta}_\tau / N)}.$$

В рассматриваемом примере значение $Q(f, \bar{\Delta}_\tau)$ на частоте 100 Гц и количестве приборов в группе $N = 7$ составляет 0,95 и 0,975 соответственно для базы группы 25 и 12,5 м. Следовательно, эффектом микростатики можно пренебречь в обоих вариантах расстановки приборов.

Выводы

Вопрос обоснования методики выполнения сейсморазведочных работ в условиях значительных волн-помех сводится к сопоставлению двух систем наблюдения, в каждой из которых сейсмоприемники устанавливаются непрерывно по профилю с шагом Δ_r , обеспечивающим полное покрытие пространственных частот волнового поля. Вопрос о выборе этого параметра оставляем открытым; представляется, что это значение близко к 2 м.

В варианте *UniQ*-технологии каждый приемник определяется как самостоятельный регистрирующий канал $\Delta_r = \Delta_r$. В варианте аналого-цифрового группирования необходимо задать шаг между центрами групп и использовать аналоговое группирование $L = \Delta_r / \Delta_r$, приемников с соответствующим уменьшением числа регистрируемых каналов. Далее, после коррекции статических поправок база группирования этой системы увеличивается за счет цифрового смещения трасс.

Обе системы регистрации решают проблему пространственного аляйсинга волнового поля, но в первом случае – выполнением условия теоремы отсчетов, а во втором – применением пространственного антиаляйсингового фильтра.

Подавление высоких частот сигнала линейной группой приборов является одним из аргументов в пользу одиночной расстановки приборов. В статье предложен способ оценки этого эффекта по результатам предшествующих работ, позволяющий выполнить численную оценку эффекта «микростатики».

Подбор параметров системы наблюдения, включая высокую плотность расстановки приемников, оптимальное аналоговое группирование приборов в сочетании с цифровым группированием и рациональным соотношением шага ПВ и ПП, следует рассматривать как средство повышения геологической и экономической эффективности сейсморазведочных работ. Увеличение шага ПВ до 100–200 м при соответствующем сокращении шага центров групп до 10–12,5 м представляется обоснованным вариантом методики выполнения профильных наблюдений. Принципиальное сокращение количества источников позволяет повысить производительность полевых сейсморазведочных работ и качество их подготовки, особенно в случае применения взрывных источников возбуждения.



В морской сейсморазведке сопоставляемые методики регистрации реализованы, например, компаниями Western Geco и Sersel [6]. Так, Western Geco выпускает косу «Q–Marine» с одиночными приборами и шагом между каналами 3,125 м. В косе «SEAL Sentinel MS» компании Sersel, приборы распределены равномерно и на базе 12 м объединены в группы по восемь приборов с шагом центров групп 12,5 м. В оборудовании, разрабатываемом АО «Концерн „Океанприбор“», применяется группирование четырех приборов при шаге центров групп 6,25 м. Проблема подавления поверхностных волн в морской сейсморазведке сравнительно с работами на суше не столь существенна, но приведенные примеры показывают, что теоретическое обоснование параметров системы наблюдения при работах на море выполняется значительно корректнее.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Аналитическая** служба ЗАО «ГЕОТЕК Холдинг». Повышение эффективности сейсморазведочных работ. Технология UniQ // Нефтегазовая вертикаль. – 2013. – № 5. – С. 49–51.
- Бондарев В. И., Крылатков С. М., Крылаткова Н. А.** Основные этапы развития технологии сейсморазведочных работ на нефть и газ в 20 веке и прогнозе возможных изменений в 21-м веке // Современные проблемы науки и образования. – 2012. – № 2. – URL: <https://www.science-education.ru/ru/article/view?id=5616>.
- Воюцкий В. С.** О группировании сейсμοприемников // Прикладная геофизика. – 1956. – Вып. 14. – С. 23–46.
- Керусов А. И., Парасына В. С.** Подготовка и особенности крупномасштабных сухопутных сейсмических работ 3D Q-LAND SPARSE-VILID (бассейн Гадамес, Ливия) // Технологии сейсморазведки. – 2011. – № 4. – С. 103–117.
- Лучше** сейсмике 3D – только сейсмика 3D, хорошо спланированная / Е. Козлов, Дж. Боуска, Д. Медведев, А. Роденко // Геофизика. – 1998. – № 6. – С. 3–13.
- Перспективы** АО «Концерн „Океанприбор“» в импортозамещении сейсμοоборудования. – Точка доступа: www.korabel.ru/news/comments/perspektivy_ao_koncern/oceanpribor_v_importozameschenii_seysmooborudovaniya.
- Применение** сейсмогеологического моделирования при проектировании 3D сейсмической съемки в сложных геологических и орографических условиях / С. В. Горбачев, М. В. Губарев, А. В. Дердуга, А. Б. Титов // Технологии сейсморазведки. – 2012. – № 4. – С. 67–75.
- Сейсморазведка.** Справочник геофизика / под ред. И. И. Гурвича, В. П. Номоконова. – М.: Недра, 1981. – 464 с.
- Череповский А. В.** Наземная сейсморазведка нового технологического уровня. Изд. 2-е, доп. – М.: ООО «EAGE Геомодель», 2017. – 252 с.

REFERENCES

- [Analytical service of CJSC “GEOTEK Holding”, Increasing the efficiency of seismic exploration. UniQ Technology]. *Neftegazovaya vertikal*, 2013, no. 5, pp. 49–51. (In Russ.).
- Bondarev V.I., Krylatkov S.M., Krylatkova N.A. [The main stages in the development of seismic technology for oil and gas in the 20th century and the forecast of possible changes in the 21st century]. *Sovremennyye problemy nauki i obrazovaniya*, 2012, no. 2. Available at: <https://www.science-education.ru/ru/article/view?id=5616>. (In Russ.).
- Voyutskiy V.S. [On the grouping of seismic receivers]. *Prikladnaya geofizika*, 1956, issue 14, pp. 23–46. (In Russ.).
- Kerusev A.I., Parasyina V.S. [Organization of large-scale land seismic acquisition 3D Q-LAND SPARSE-VIVID (Gadames basin, Libya)]. *Tekhnologii seysmorazvedki*, 2011, no. 4, pp. 103–117. (In Russ.).
- Kozlov E., Bouska Dzh., Medvedev D., Rodenko A. [Better than 3D seismic is only well planned 3D seismic]. *Geofizika*, 1998, no. 6, pp. 313. (In Russ.).
- [Prospects of JSC «Oceanpribor Concern» in import substitution of seismic equipment]. *Perspektivy AO “Kontsern “Okeanpribor” v importozameschenii seysmooborudovaniya*. Available at: http://www.korabel.ru/news/comments/perspektivy_ao_koncern/oceanpribor_v_importozameschenii_seysmo_oborudovaniya. (In Russ.).
- Gorbachev S.V., Gubarev M.V., Derduga A.V., Titov A.B. [Seismic-geological modelling for design of 3D survey in complex geological and physiographic conditions]. *Tekhnologii seysmorazvedki*, 2012, no. 4, pp. 67–75. (In Russ.).
- Gurvich I.I., Nomokonov V.P., eds. *Seysmorazvedka. Spravochnik geofizika* [Seismic exploration. Geophysicist Handbook]. Moscow, Nedra Publ., 1981. 464 p. (In Russ.).
- Cherepovskiy A.V. *Nazemnaya seysmorazvedka novogo tekhnologicheskogo urovnya* [Ground seismic survey at a new technological level]. Moscow, ООО «EAGE Geomodel» Publ., 2017. 252 p. (In Russ.).

© А. П. Сысов, 2020



УДК 550.837.8:551.24(235.222)

СТРОЕНИЕ УЙМОНСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ ПО ДАННЫМ НЕСТАЦИОНАРНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ

А. М. Санчаа¹, Н. Н. Неведрова¹, С. М. Бабушкин²¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия; ²Сейсмологический филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Новосибирск, Россия

Охарактеризовано глубинное строение малоизученной Уймонской впадины Горного Алтая по данным электромагнитного зондирования становлением поля. Исследования актуальны в связи с высокой сейсмической опасностью территории, а также для поисков и разведки прогнозируемых здесь полезных ископаемых. Для построения геоэлектрических моделей привлечены данные за несколько лет измерений, в течение которых выполнено более 60 зондирований. В центральной части впадины по электромагнитным данным пробурена первая глубокая скважина до глубины 400 м, вскрывшая разрез неоген-четвертичных отложений. Разрез скважины хорошо согласуется с геоэлектрическими моделями. На данном этапе интерпретация выполнена с использованием компьютерных систем в рамках горизонтально-слоистой модели. Результаты представлены в виде разрезов и трехмерных визуализаций, наглядно отражающих строение депрессии.

Ключевые слова: Горный Алтай, Уймонская впадина, ЗСБ, геоэлектрические модели, сейсмоопасный район.

THE STRUCTURE OF THE UIMON DEPRESSION OF GORNY ALTAI ACCORDING TO THE DATA OF NON-STATIONARY ELECTROMAGNETIC SOUNDING

A. M. Sanchaa¹, N. N. Nevedrova¹, S. M. Babushkin²¹Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia; ²Seismological Branch of the Federal Research Center «Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences», Novosibirsk, Russia

The article presents the deep structure of the poorly studied Uimon depression in Gorny Altai according to the data of transient electromagnetic sounding. The studies are relevant due to the high seismic hazard of the area, and are also in demand for prospecting and exploration of minerals predicted there. In order to construct geoelectrical models, data from several years of measurements were used, during which more than sixty soundings were performed. According to the electromagnetic data, the first deep well was drilled to a depth of 400 m in the central part of the depression, which uncovered a Neogene–Quaternary section. The well column is in good agreement with the geoelectrical models. At that stage, the interpretation was performed using computer systems within the framework of a horizontally layered model. The interpretation results are presented in the form of sections and three–dimensional visualizations that clearly reflect the structure of the depression.

Keywords: Gorny Altai, Uimon depression, TEMS, geoelectrical models, earthquake-prone area.

DOI 10.20403/2078-0575-2020-3-66-76

Комплекс *электромагнитных методов с контролируемым источником* – нестационарное электромагнитное зондирование в нескольких модификациях (ЗСБ), вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ), электротомография (ЭТ) – успешно используется для выяснения и уточнения строения межгорных впадин в разных регионах России [5–7, 10, 16].

Исследования этим комплексом в Уймонской котловине, начатые в 2011 г., были существенно дополнены в 2012 и 2017 гг. Самый большой объем электроразведочных работ методом электромагнитного зондирования становлением поля с «соосными» установками выполнен в 2019 г., что позволило получить относительно равномерную сеть наблюдений на территории впадины и использовать эти данные для построения ее глубинной модели.

В местах неглубокого залегания фундамента, в частности в зоне перехода от горного обрамле-

ния к осадкам, заполняющим котловину, с целью выявления и характеристики разломных нарушений был привлечен метод ВЭЗ, а также электротомография, имеющая наиболее высокую детальность. Обработка этих данных пока не закончена. В статье представлены результаты интерпретации данных ЗСБ, отражающие глубинное строение впадины. Интерпретация выполнена с использованием программных комплексов моделирования и инверсии в рамках горизонтально-слоистой модели.

Из всех крупных впадин Горного Алтая Уймонская котловина наименее изучена. До выполнения электроразведочных работ не было достоверных сведений о мощности, возрасте, вещественном составе выполняющих ее кайнозойских отложений. Основные задачи нашего исследования – выяснение геоэлектрического строения осадочного чехла и кровли фундамента. Уже имеются данные, полученные на территории Уймонской впадины. На ос-



нове анализа геоэлектрических материалов в 2013 г. практически в центре котловины была пробурена первая глубокая скважина, вскрывшая разрез неоген-четвертичных отложений до глубины 400 м. В нижнем интервале (340–400 м) были идентифицированы алеврито-глинистые образования туерыкской свиты [9]. По данным ЗСБ глубина до фундамента в районе скважины составляет 550 м, при этом мощность проводящего горизонта, залегающего на фундаменте (210 м), частично соотносится с туерыкской свитой. Не вскрытый скважиной нижний низкоомный интервал разреза дает возможность предположить, что заложение впадины произошло, скорее всего, в палеоцене, и, следовательно, история ее осадконакопления сопоставима с другими крупными впадинами Горного Алтая – Чуйской и Курайской. Все полученные ранее сведения привлечены в ходе интерпретации и анализа электромагнитных данных.

Первый этап обработки полевого материала показал, что он отличается высоким качеством, а геоэлектрические модели отражают неоднородное блоковое строение кайнозойских отложений. Мощность осадков в разных отдельных блоках колеблется от 200 до 1000 м и более. Амплитуды межблоковых смещений достигают сотен метров.

Актуальность и важность исследований в Уймонской впадине не вызывает сомнений, так как они необходимы для целого ряда геологических дисциплин: геодинамических построений, сейсмо-районирования, сейсmobезопасности, востребованы для поиска полезных ископаемых. В частности, здесь прогнозируется значительная по объему погребенная золотиносная россыпь [1]. Имеются предпосылки для разведки других рудных и нерудных месторождений.

Геолого-геофизические данные

Уймонская котловина приурочена к долине р. Катунь и протягивается вдоль реки более чем на 35 км при относительно небольшой ширине (10–12 км). Впадину ограничивают горные хребты: Теректинский с севера и Катунский с юга. Высотные отметки северного борта впадины составляют 1100–1150 м, в то время как южный борт находится на отметках 800–900 м, поэтому в целом днище котловины погружается в южном направлении.

Структура и многочисленные разломы горного обрамления впадины, безусловно, влияют на ее глубинное строение. Теректинский хребет северо-западного простирания с высотами до 2900 м характеризуется блоковой структурой, пересечен разветвленной речной сетью и неотектоническими разломами с преобладающим северным и северо-восточным простиранием. По геологическим наблюдениям на границе северного горного обрамления выявлены смещения по разрывным нарушениям субширотного и северо-западного простирания, которые свидетельствуют о надвигании Терек-

тинского хребта на Уймонскую котловину. Кроме того, по данным неглубоких скважин (до 80–90 м) у пос. Маргала под метаморфическими сланцами вскрыты неогеновые глины. Характер этих отложений свидетельствует о наличии крутопадающего взброса вдоль подножия Теректинского хребта, отделенного от котловины активным ступенчатым Южно-Теректинским разломом. Блоковая структура южного ограничения впадины также создается разнонаправленными разломами Катунского хребта с высотами от 2800 до 4500 м [8, 14].

Исследуемая территория имеет длительную историю геологического развития. В разрезе присутствуют отложения протерозоя, синия, нижнего и среднего палеозоя, кайнозоя. Основание Уймонской впадины представлено теректинской свитой (метаморфические сланцы, песчаники), перекрытой баратальской свитой (вулканогенные метоморфизованные отложения) предположительно синийского возраста. В западной и центральной частях впадины фрагменты анти- и синклиналей баратальской свиты (S_{nbr}), выходят на дневную поверхность. Кроме того, выявлены голоценовые отложения, а пестро окрашенные глины в районе с. Баштала отнесены к неогену. Район много раз испытывал погружение и воздымание. В течение среднего палеозоя произошло существенное поднятие с образованием серии разломов, связанных с интрузиями гранитоидов и габброидов с полиметаллическим оруденением. Развитие района в мезозое и кайнозое в континентальных условиях привело к нивелированию складчатости к сводово-глыбовым поднятиям. Наибольшее воздымание отмечено на границе неогена и четвертичного периода. На поверхности древнего рельефа развивалась кора выветривания, которая в олигоцене перемывалась и накапливалась в Уймонской впадине. Две эпохи оледенения привели к образованию ледниковых озер. В прибортовых частях котловины обнаружены отложения ледниково-подпрудного озера и гигантского гляциального паводка во время спуска последнего из ледниковых озер [3, 11].

По гидрогеологическим данным Уймонская впадина принадлежит к межгорным артезианским бассейнам с преобладанием пресных вод с небольшой минерализацией, но встречаются и соленые воды, в связи с чем в пониженных местах развиваются лугово-солончаковые почвы. В верхней части разреза характерно наличие островной многолетней мерзлоты, а вдоль долины р. Катунь наблюдаются сквозные талики. Во впадине наблюдаются разнообразные криогенные процессы, особенно солифлюкция и морозобойное растрескивание, а также заболачивание при деградации мерзлых отложений [2].

Район относится к территориям с высокой степенью сейсмической опасности, что обусловлено присутствием сейсмогенерирующих разломов. Согласно современному сейсмическому районированию в юго-восточной и центральной частях Горного

Алтая выделены разломы, с которыми могут быть связаны землетрясения с магнитудами 7,0–7,5. Современная активность в зоне Южно-Теректинского разлома проявляется, например, в наличии цепочек низкодебитных источников, образующих заболоченные западины на склоне Теректинского хребта. Несмотря на то что непосредственно на территории Уймонской впадины за инструментальный период наблюдений значимых землетрясений практически не происходило, в горном обрамлении регулярно регистрируются события 6–7-го энергетического класса. Примером может служить Тюнгурское землетрясение (18.09.1997) с эпицентром в районе г. Белуха с магнитудой 4,5 [12]. Учитывая обнаруженные проявления палеоземлетрясений на рубеже 14–16 тыс. лет назад с $M \geq 7$ в зоне Южно-Теректинского разлома, а также следы еще более древних землетрясений в отложениях этапа спуска позднеплейстоценового ледниково-подпрудного озера (90–100 тыс. лет назад) с магнитудами не менее 5–5,5 [4], в Уймонской впадине не только существует потенциальная угроза разрушительных землетрясений, но и велика вероятность перегоразживания рек с образованием подпрудных озер с неустойчивыми плотинами [11].

Этапы исследования и характеристика полевых данных ЗСБ

Инициативные полевые исследования авторов статьи комплексом электромагнитных методов в Уймонской впадине Горного Алтая выполнялись в несколько этапов: в 2011–2012 и 2017, 2019 гг. Пункты и профили электромагнитных наблюдений за разные годы показаны на рис. 1.

Этап 2011 г. был связан с разработкой проекта буровых работ на территории впадины. Геофизических данных о ее глубинном строении было крайне мало, и первые электроразведочные работы комплексом методов ЗСБ, ВЭЗ, ЭТ были выполнены по двум проектируемым буровым профилям (широтному и меридиональному), которые пересекались примерно в центре впадины. В результате интерпретации полученных полевых данных ЗСБ были получены первые сведения о строении осадочного чехла. На основании данных геоэлектрики был предложен участок, подходящий для бурения глубокой скважины в районе ПК 3 в западной части впадины.

В 2013 г. с целью изучения и расчленения кайнозойских отложений впадины специалистами ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» на участке Усть-Коксинской площади на основе анализа материалов электроразведки о строении Уймонской котловины была пробурена скв. 1 [8], устье которой разместили на 200 м восточнее ПК 3. По данным ЗСБ в ПК 3 была получена относительно небольшая мощность осадочного чехла (550 м), а забой пробуренной вблизи скважины достиг 400 м. Из геофизических исследований были проведены ГК, КС, ПС. Впервые вскрыт

разрез неоген-четвертичных отложений впадины. Возраст отложений подтвержден палеонтологическими данными (фауна остракод, споры и пыльца) (см. таблицу).

Опираясь на полученные данные, можно предполагать, что геологическое развитие и осадконакопление в крупных впадинах Горного Алтая – Чуйской, Курайской и Уймонской – происходило практически одновременно [9].

На рис. 2 показаны кривая ПК 3 (2011 г.) и геоэлектрическая модель в результате инверсии полевых данных. Сопоставление скважинных и электромагнитных данных, полученных на небольшом расстоянии от скважины, свидетельствует об их хорошем согласовании.

В разрезе скважины выделяется маломощный (23 м) приповерхностный горизонт. В модели по данным ЗСБ присутствуют два тонких слоя общей мощностью 40 м. Различия толщин приповерхностных слоев разреза, скорее всего, связаны с расстоянием 200 м от скважины до пункта зондирования, поскольку их неоднородный литологический состав и неустойчивая мощность могут существенно влиять на геоэлектрические характеристики. Далее в разрезе скважины присутствуют три слоя с преобладающим содержанием валуников и галечников, галечно-гравийного материала общей мощностью 316 м, что соответствует третьему горизонту геоэлектрической модели с высокими значениями УЭС (2000 Ом·м) и толщиной 305 м. Таким образом, глубина до кровли алевроито-глинистых отложений озерной туерыкской свиты по электроразведочным данным составляет 345 м, а УЭС – 28 Ом·м. Скважиной эти отложения вскрыты на отметке немногим более 339 м, через 60 м скважина была в них остановлена.

Последующие электроразведочные работы 2012, 2017 и особенно 2019 г. позволили создать достаточно плотную сеть наблюдений методом ЗСБ на территории Уймонской впадины. В 2019 г. измерения выполнены в 15 пунктах. На обзорной карте показано размещение пунктов и профилей электротомографии зондирований за все годы полевых работ (см. рис. 1).

Весь объем полученных полевых данных ЗСБ обработан и проинтерпретирован с помощью интерактивных компьютерных систем интерпретации и математического моделирования нестационарных электромагнитных полей в рамках горизонтально-слоистой среды. В ходе работы были использованы две автоматизированные системы: универсальная диалоговая система для работы с данными электроразведки ЭРА и представляющая собой ее развитие и расширение для современных компьютерных средств интерпретационная система EMS [13, 15].

Предшествующий анализ данных ЗСБ за 2011–2012 гг. (сопоставление кривых для соосной и разнесенной установок) показал возможность использования горизонтально-слоистой модели для

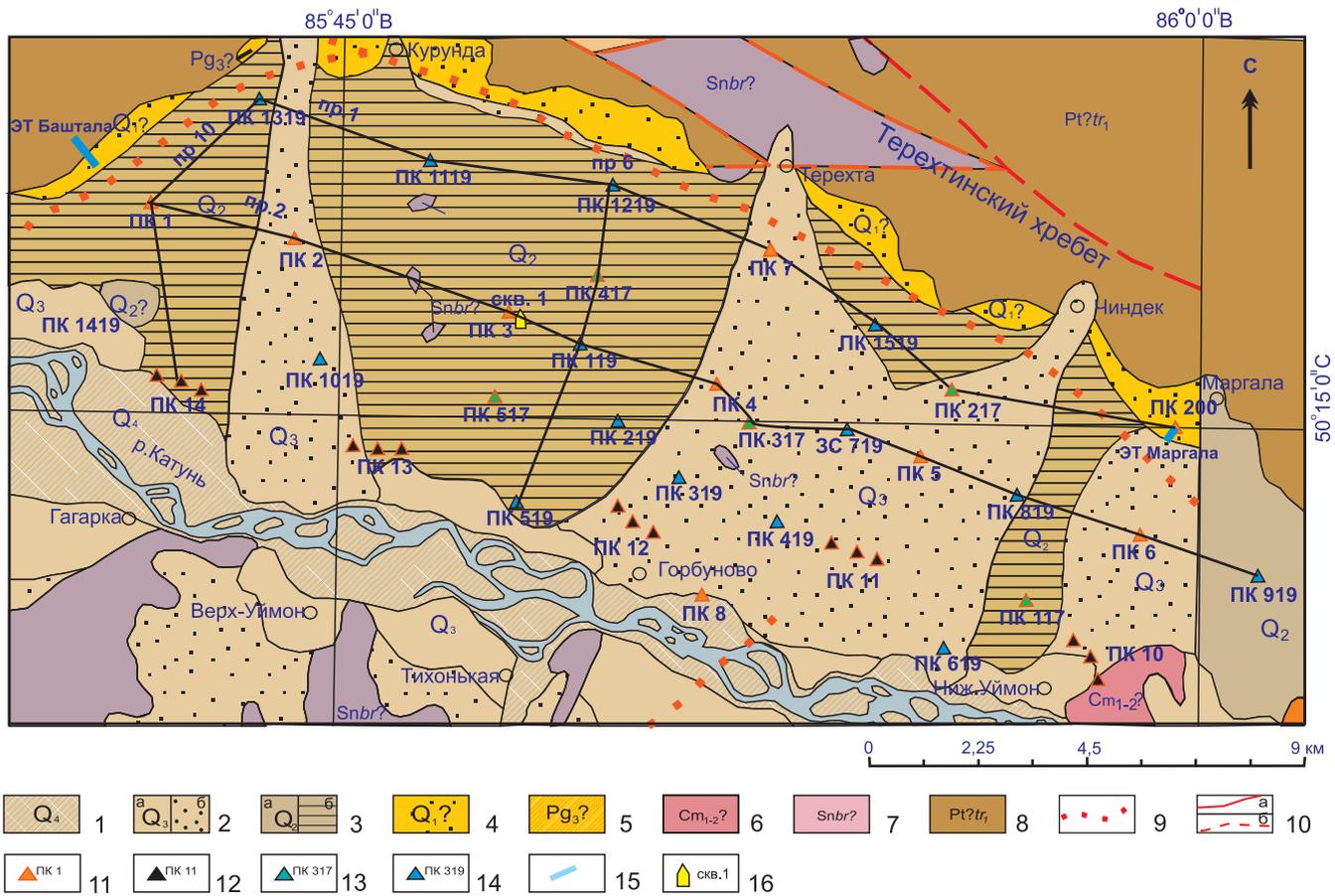


Рис. 1. Пункты измерения ЗСБ и профили ЭГ на геологической карте Уймонской впадины Горного Алтая
 1–4 – четвертичная система: 1 – современный отдел (аллювиальные галечники и пески), 2 – верхний отдел (ледниковые валунники и суглинки, водно-ледниковые галечники, аллювиальные галечники и пески, пролювиальные галечники, озерные галечники и гравийные суглинки: а – речные, б – делювиально-пролювиальные), 3 – средний отдел (ледниковые валунники, водно-ледниковые галечники и глины, аллювиальные галечники, пески и глины, озерные галечники, суглинки, пески: а – речные б – озерно-болотные), 4 – нижний отдел (?) (делювиально-пролювиальные суглинки, глины, пески); 5 – палеогеновая система, олигоцен (?) (глины); 6 – кембрийская система, нижний – средний отделы (?) (метаморфизованные порфириды, диабазовые порфириды, вариолиты и их туфы, филлиты, алевролиты, песчаники, кремнисто-глинистые сланцы); 7 – синийский комплекс, баратальская (?) свита (метаморфизованные диабазы, порфириды и их туфы, кварц-полевошпатовые породы, метаморфизованные песчаники, метаморфизованные сланцы, мраморы, кварциты); 8 – протерозойская группа (?), терехтинская свита, нижняя подсвита (метаморфизованные сланцы, сильно метаморфизованные песчаники, мраморы); 9 – линии тектонического контакта, предполагаемые под кайнозойскими отложениями; 10 – тектонические контакты: а – достоверные; б – предполагаемые; 11–14 – пункты измерений ЗСБ: 11 – 2011 г., 12 – 2012 г., 13 – 2017 г., 14 – 2019 г.; 15 – профили электротомографии; 16 – скважина

Геологический разрез скв. 1

Описание пород	Индекс	Глубина подошвы слоя, м	Мощность слоя, м
Озерно-ледниковые (?) отложения (переслаивание глин, галечников, песков)	lgQ _{III}	23	23
Ледниковые, флювиогляциальные и аллювиальные (?) отложения нерасчлененные (переслаивание валунного галечника, гравия, валунника, песка)	g, f, aQ _{II}	207	184
Аллювиальные и пролювиальные (?) отложения башкаусской свиты (переслаивание гравия, валунника, валунного галечника, песка, галечника)	a, pQ _I bs	297	90
Озерно-аллювиальные (?) отложения бекенской свиты: (переслаивание глины, галечника, песка галечно-гравийного)	laQ _I bk	339	42
Озерные отложения туерьской свиты (алеврит, глина)	N ₁₋₂ tr	400	61

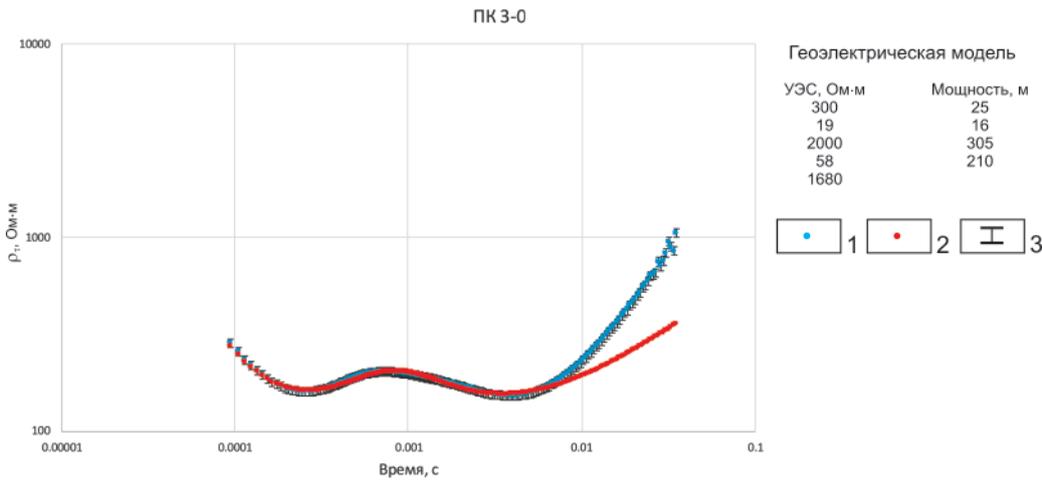


Рис. 2. Кривая ЗСБ ПК 3 и геоэлектрическая модель

1 – полевые данные, 2 – теоретическая кривая, 3 – ворота 5%-ной погрешности для полевых данных

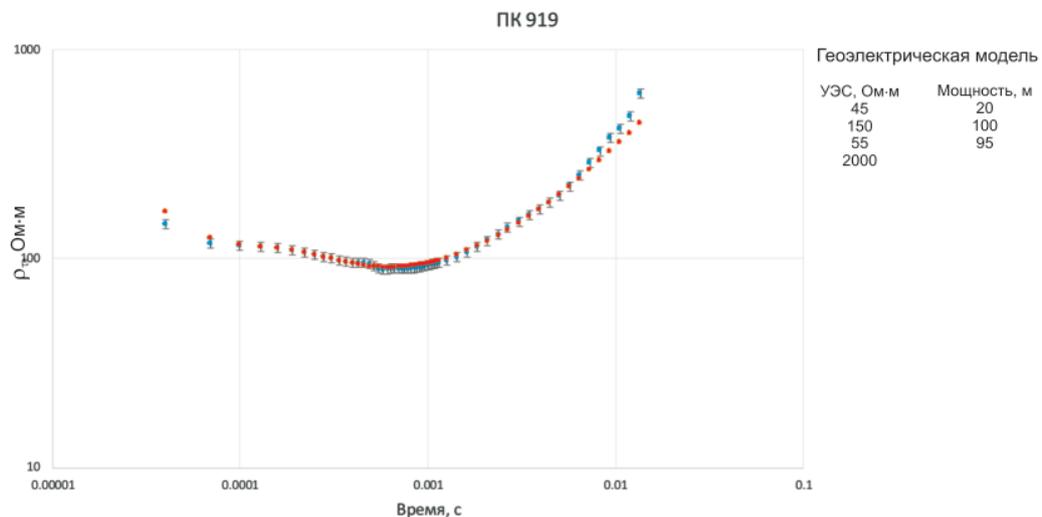
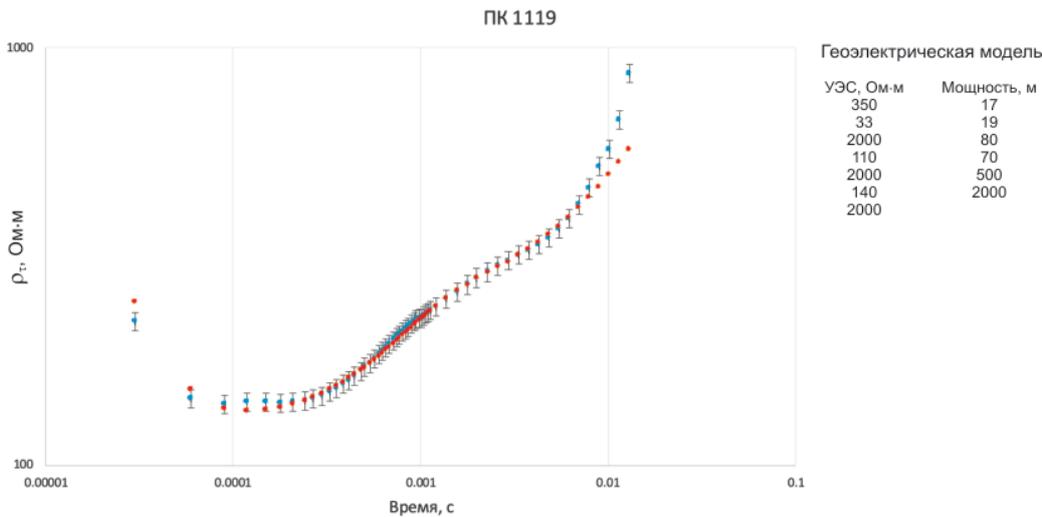


Рис. 3. Кривые ЗСБ и геоэлектрические модели (2019 г.) для Уймонской впадины

Усл. обозн. см. на рис. 2

интерпретации. Кроме того, установлено, что для построения реалистичных геоэлектрических моделей Уймонской депрессии предпочтение следует отдавать данным с соосными петлями, так как они наименее искажены из-за высокой локальности выбранной установки. В 2017 и 2019 гг. зондирования выполнены с использованием только соосных установок. Размеры генераторного и измерительного контуров составляли 200×200 м и 100×100 м соответственно, что позволило определить глубины до

фундамента впадины практически для всех зондирований.

Получено несколько типов кривых ЗСБ, интерпретация которых отражает крайне сложное строение Уймонской депрессии. Вначале рассмотрим характерные кривые 2019 г., модели для которых практически соответствуют горизонтально-слоистой среде. На рис. 3 показаны ворота 5%-ной погрешности полевых измерений. Полевые данные только на самых поздних временах не совпадают

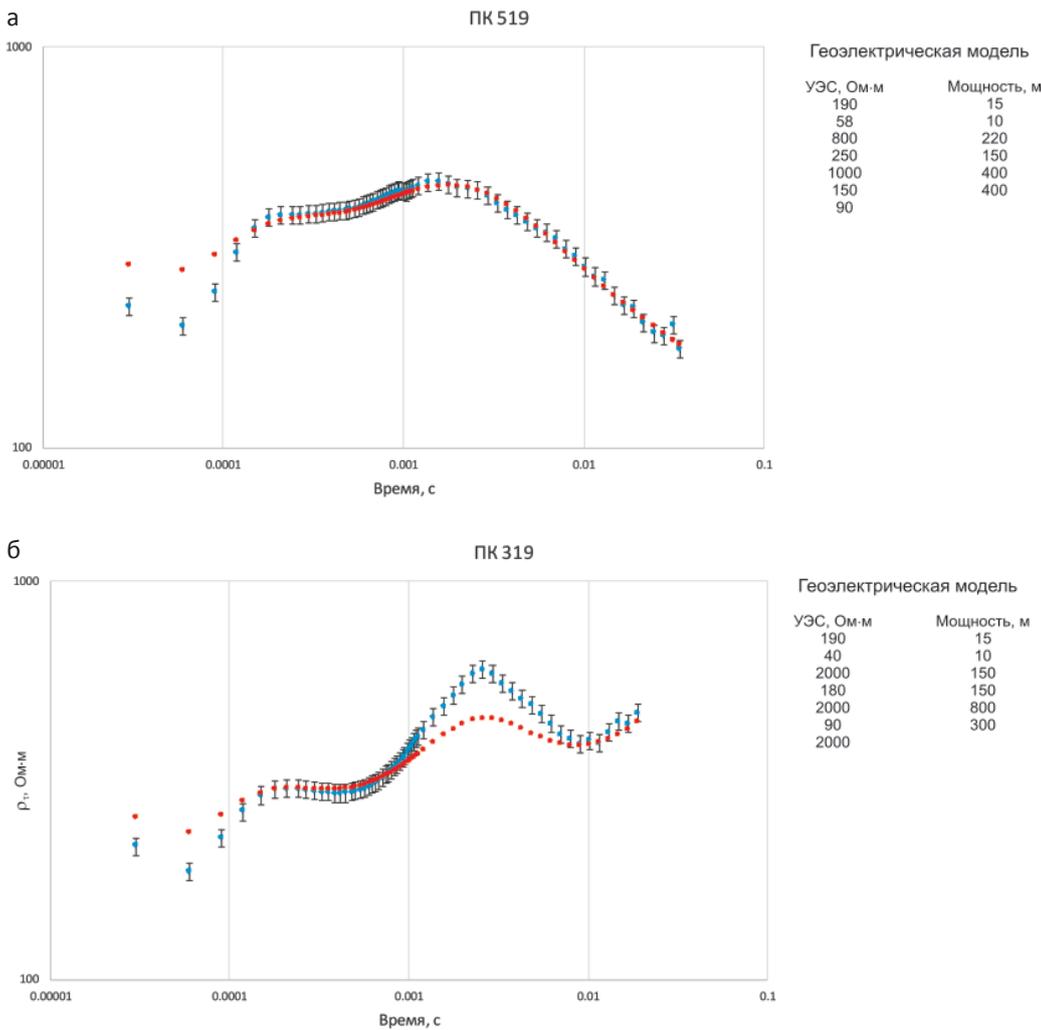


Рис. 4. Кривые ЗСБ и геозлектрические модели за 2019 г. в Уймонской впадине
Усл. обозн. см. на рис. 2

с теоретическими кривыми и позволяют определить все геозлектрические параметры разреза. Пункты зондирования расположены в разных структурных элементах впадины. Геозлектрические модели получены в результате одномерной инверсии полевых данных.

Модель ПК 1119 характеризует строение одного из погруженных блоков со значительной мощностью осадочной толщи (900 м). Пункт зондирования расположен на северо-западе впадины в 2,5 км от Южно-Теректинской разломной зоны. По данным ПК 919 мощность осадков составляет всего около 200 м, так как этот пункт находится в восточном замыкании впадины, примерно в 1 км от выходов коренных пород в приподнятом блоке фундамента.

Обратимся к кривым зондирования, при интерпретации которых возникают проблемы с использованием горизонтально-слоистой модели (рис. 4, а, б). По данным ПК 519 суммарную мощность осадочных слоев оценить не удастся, поскольку кривая зондирования имеет ниспадающую правую ветвь, характеризующую пониженное сопротивление основания данного разреза (см. рис. 4, а). Пункт 519 расположен в южной части впадины, предположительно в зоне влияния крупного субмеридионального разлома, отделяющего наиболее

погруженные восточные блоки от западной части впадины с меньшими глубинами до фундамента.

Полевая кривая для ПК 319 достаточно сильно искажена в области максимума, поскольку пикет расположен восточнее ПК 519 также в зоне влияния упомянутого разлома над наиболее погруженным блоком фундамента. Мощность осадков с переслаиванием нескольких проводящих и высокоомных горизонтов в этом блоке оценивается в 1400 м. Подобные искажения могут быть связаны, скорее всего, с присутствием многолетнемерзлых пород в высокоомных горизонтах в виде линз неправильной формы.

Обсуждение результатов интерпретации данных ЗСБ

Вначале рассмотрим геозлектрические разрезы по данным ЗСБ, построенные по разным направлениям на территории Уймонской впадины в результате геолого-геофизической интерпретации. В ходе работы использованы все имеющиеся полевые данные за разные годы, а также геологические материалы, в том числе сведения по глубокой скв. 1. Полученный четырехслойный разрез с высокоомным основанием (фундаментом) содержит три осадочных горизонта. Верхний, крайне неоднородный

по литологическому составу горизонт, содержащий один-два тонких слоя, включает верхнечетвертичные отложения. Во второй мощный горизонт входят горные породы четвертичной системы, башкауской и бекенской свит с преобладанием гравийно-галечного материала. Он может содержать несколько слоев с разным сопротивлением. Толщина этого высокоомного горизонта существенно изменяется по простиранию профиля. Третий горизонт в целом имеет меньшую мощность по сравнению со вторым и представлен песчано-глинистыми палеоген-неогеновыми отложениями с наиболее низким УЭС.

Сложную структуру впадины наглядно отражают разрезы по субширотным профилям. Профиль 1 проходит вдоль северного борта впадины на рас-

стоянии примерно 2 км от Теректинского хребта (рис. 5). На разрезе наблюдается чередование поруженных и приподнятых блоков, показаны предполагаемые разломы.

Профиль 2 пересекает центральную часть впадины с северо-запада на юго-восток и проходит через глубокую скв. 1. Разрез отражает наиболее сложные структурные элементы (рис. 6). Между пунктами 2 и 3 на дневной поверхности наблюдается выход эффузивных пород предположительно синийского комплекса баратальской свиты. На данном этапе исследования, учитывая достаточно большое расстояние между пунктами, невозможно определить углы падения этой свиты и достоверно оконтурить ее конфигурацию. Для определения

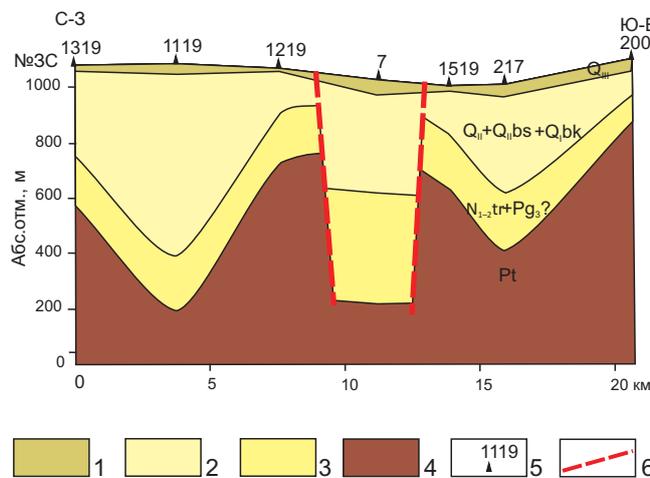


Рис. 5. Геоэлектрический разрез по субширотному профилю 1 вдоль северного борта Уймонской впадины

1 – ВЧР (верхнечетвертичные отложения); 2–4 – УЭС: 2 – 680–2000 Ом·м, четвертичные (гравийно-галечниковые) отложения, башкауская, бекенская свиты; 3 – 20–220 Ом·м, палеоген-неогеновые (песчано-глинистые) отложения, 4 – больше 2000 Ом·м, протерозойский фундамент; 5 – пункты ЗСБ; 6 – предполагаемые разломы

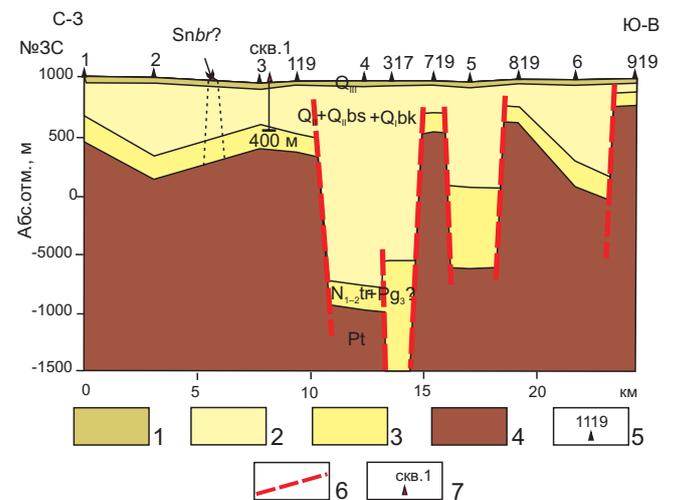


Рис. 6. Субширотный разрез по профилю 2 через центральную часть Уймонской впадины

1 – ВЧР (верхнечетвертичные отложения), 2–4 – УЭС: 2 – 680–2000 Ом·м, четвертичные (гравийно-галечниковые) отложения, башкауская, бекенская свиты, 3 – 20–220 Ом·м, палеоген-неогеновые (песчано-глинистые) отложения, 4 – больше 2000 Ом·м, протерозойский фундамент; 5 – пункты ЗСБ; 6 – предполагаемые разломы; 7 – скважина, ее номер и глубина

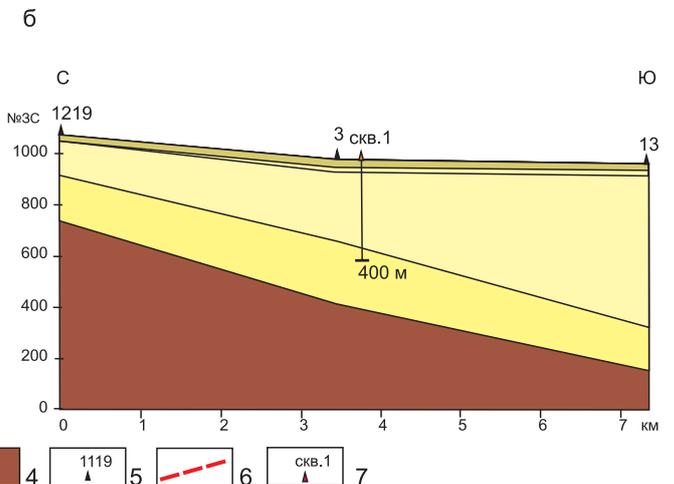
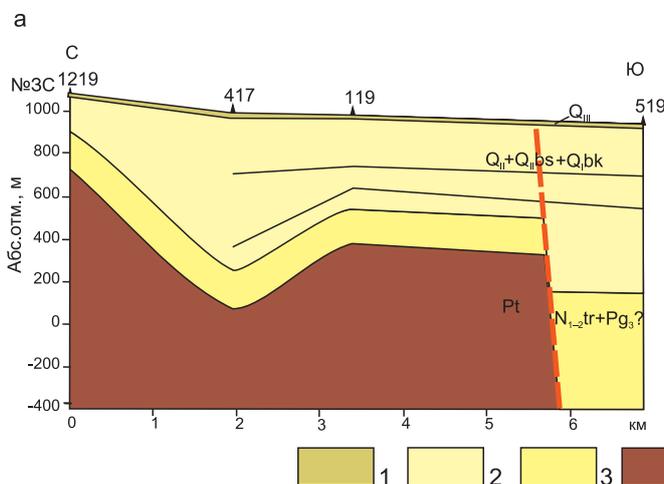


Рис. 7. Геоэлектрические разрезы Уймонской впадины по меридиональным профилям 6 (а) и 8 (б)

Усл. обозн. см. на рис. 6

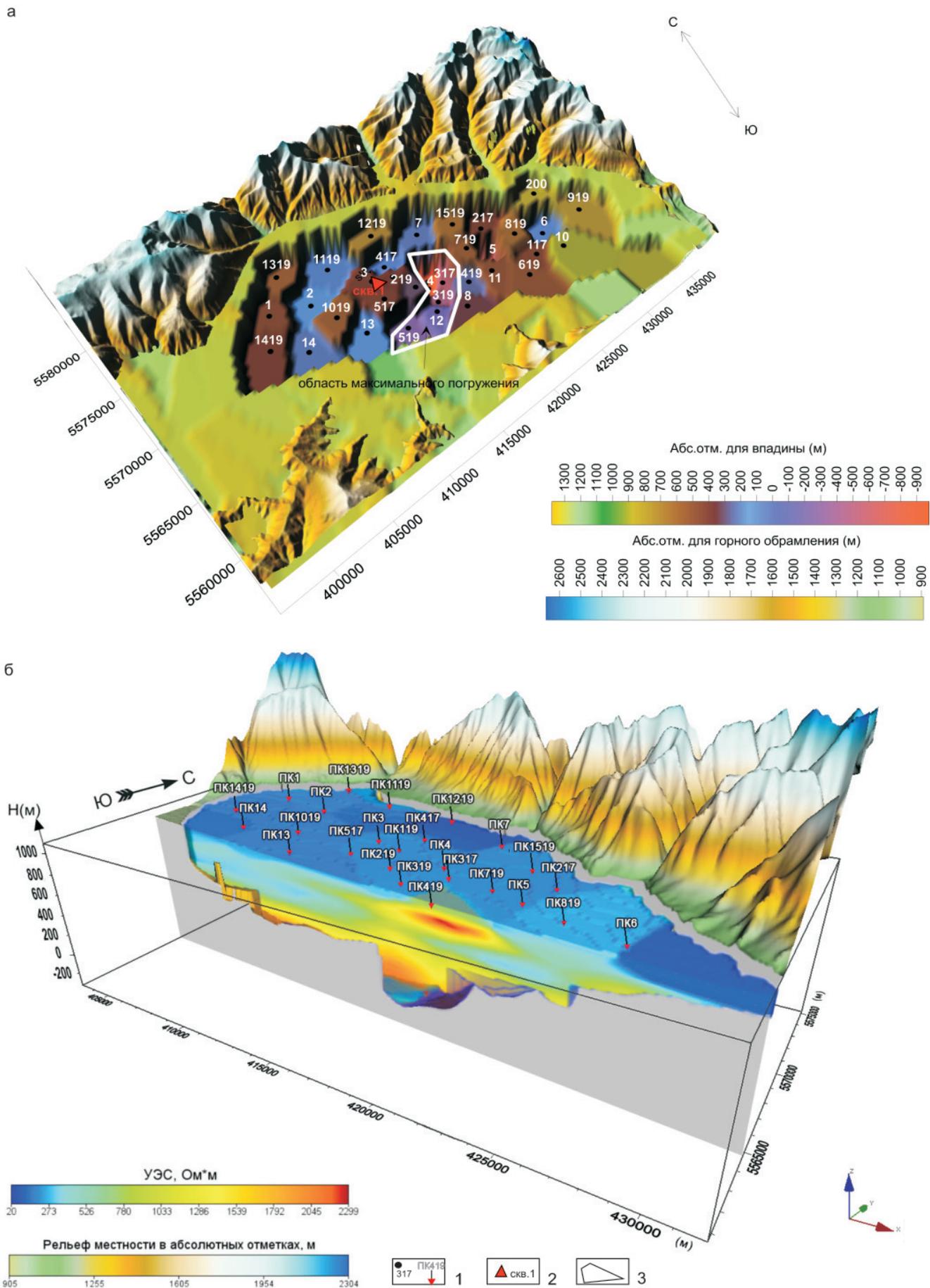


Рис. 8. Трехмерные модели Уймонской впадины: а – блоковая модель поверхности фундамента, б – вертикальный срез осадочного заполнения впадины в широтном направлении
1 – пункты ЗСБ; 2 – скважина; 3 – область максимального погружения фундамента

приповерхностного строения в этом районе предполагается выполнить несколько профилей электротомографии в зоне перехода от выходов баратальской свиты к осадочным породам.

Далее рассмотрим разрезы по субмеридиональным профилям от северного горного обрамления Уймонской впадины к южным отрогам Катунского хребта (рис. 7).

На разрезах по профилям 6 и 8 наблюдается погружение опорного горизонта (палеозойского фундамента) в южном направлении, что в целом соответствует геологическим данным. Но погружение кровли фундамента нельзя назвать плавным, что хорошо видно на разрезе по профилю 6 (см. рис. 7, а). Осадочную толщу всех крупных впадин Горного Алтая (Чуйской, Курайской, Уймонской) в целом можно разделить на верхний высокоомный комплекс и нижний проводящий [5, 7]. Вместе с тем для целого ряда зондирований в Уймонской впадине получены более сложные модели. Это отражено на меридиональных разрезах. Некоторые модели характеризуются переслаиванием нескольких проводящих и высокоомных горизонтов, например зондирования 417, 119, 519 на профиле 6 и 1319, 1419 на профиле 8. Такая особенность наблюдается только в Уймонской впадине. Максимальная глубина до фундамента получена в центральной и южной части депрессии.

Для того чтобы отобразить общую структуру Уймонской котловины выполнено несколько трехмерных визуализаций (рис. 8). Построена блоковая модель поверхности фундамента с использованием всех полученных данных ЗСБ с соосными установками (см. рис. 8, а). Хорошо выделяются приподнятые блоки фундамента, отмеченные коричневым цветом, и погруженные блоки (синие оттенки), отражено сложное строение центральной части впадины. Скорее всего, крупная разломная зона разделяет впадину на две части (западную и восточную); она прослежена на Теректинском хребте [4], а по нашим данным ее можно проследить и в фундаменте впадины. Она в целом соответствует области максимального погружения фундамента, которая выделена белым контуром на рис. 8, а (пункты 4, 12, 317, 319, 519). Для определения более детального строения разломной структуры необходимы дополнительные измерения.

На рис. 8, б показан вертикальный срез, выполненный по простиранию впадины. На нем хорошо видна зона максимальной мощности осадков в районе пунктов 4, 317. Также можно судить о распределении удельного электрического сопротивления горных пород в разных частях впадины. Отложения, которые по геологическим данным отнесены к туерыкской и, возможно, к кош-агачской свитам, имеют наиболее низкие значения УЭС, но можно отметить, что УЭС в них изменяется в более широком интервале – от 20 до 220 Ом·м по сравнению, например, с Чуйской впадиной. Используя данные глубокой

скв. 1, можно судить о стратиграфической привязке верхнего высокоомного комплекса; глубже впервые вскрыты и подтверждены палеонтологическими данными 60 м миоцен-плиоценовых озерных образований туерыкской свиты. Литологический состав и возраст более глубоких проводящих отложений пока достоверно неизвестен.

Выводы

Электроразведочные исследования в Уймонской впадине Горного Алтая позволили впервые представить ее глубинное строение. Проведена количественная интерпретация полевых данных метода ЗСБ с использованием программных средств одномерной интерпретации. В результате удалось не только получить мощности и интервалы удельных электрических сопротивлений отдельных литологических комплексов, но с привлечением геологических данных выполнить стратиграфическую привязку части выделенных геоэлектрических горизонтов.

Следует отметить, что значительная часть показанных на разрезах внутривпадинных разломных нарушений, учитывая блоковую модель поверхности фундамента, имеет субмеридиональное простирание в отличие от Чуйской и Курайской депрессий, в которых крупные разломы, совпадают с простиранием хребтов, окаймляющих впадины. В связи с этим можно сделать вывод, что заложение и геологическое развитие Уймонской котловины может отличаться от других подобных структур Горного Алтая.

Рассмотрение геологических данных о палеоземлетрясениях с магнитудами более 7 в периоды около 16 и 6 тыс. лет назад [4] позволяет предложить гипотезу образования зоны наиболее погруженных блоков фундамента Уймонской котловины. Можно предполагать, что она связана с этими катастрофическими сейсмическими событиями, приведшими к усилению тектонических подвижек отдельных блоков, их опусканию и спуску ледникового подпрудного озера.

Авторы планируют продолжить совместную геолого-геофизическую интерпретацию полученных данных геоэлектрики для обоснования истории развития этой территории, включая современный этап.

Работа выполнена в рамках проекта ФНИ № 0331-2019-0015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бутвиловский В. В., Аввакумов А. Е., Гутаков О. Я. Россыпная золотоносность гор юга Западной Сибири: историко-геологический обзор и оценка возможностей. – Новокузнецк: КузГПА, 2011. – 241 с.
2. **Геологическая** карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45–XIV. Горно-Алтайск: обзорная записка / Е. С. Левицкий, С. Н. Баженова, А. В. Борцова и др. – М.: Недра, 1964. – 79 с.



3. **Государственная** геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Алтай-Саянская. Лист М-45. Горно-Алтайск: объяснительная записка / С. И. Федак, Ю. А. Туркин, А. И. Гусев и др. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. – 567 с.

4. **Деев Е. В.** Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // *Физика Земли*. – 2019. – № 3. – С. 71–96.

5. **Неведрова Н. Н., Деев Е. В., Пономарев П. В.** Выявление разломных структур и их геоэлектрических характеристик по данным метода сопротивления в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. (Горный Алтай) // *Геология и геофизика*. – 2017. – Т. 58, № 1. – С. 146–156.

6. **Неведрова Н. Н., Деев Е. В., Санчаа А. М.** Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником // *Геология и геофизика*. – 2014. – Т. 55, № 1. – С. 119–132.

7. **Неотектоническое** строение межгорных впадин Горного Алтая по электромагнитным и геологическим данным / Н. Н. Неведрова, А. М. Санчаа, Е. В. Деев, С. М. Бабушкин // *Geodynamics and Tectonophysics = Геодинамика и тектонофизика: электронный журнал*. – 2013. – Т. 4, № 3. – С. 301–312. – Точка доступа: <https://cyberleninka.ru/article/n/neotektonicheskoe-stroenie-mezhgornyh-vpadin-gornogo-altaya-po-elektromagnitnym-i-geologicheskim-dannym/viewer>.

8. **Новые** данные о строении Уймонской межгорной впадины (Горный Алтай) / Е. В. Деев, Н. Н. Неведрова, Г. Г. Русанов и др. // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. – 2012. – № 1 (9). – С. 15–23.

9. **Опорный** разрез неоген-четвертичных отложений в Уймонской впадине (Горный Алтай) / Г. Г. Русанов, Е. В. Деев, И. Д. Зольников и др. // *Геология и геофизика*. – 2017. – Т. 58, № 8. – С. 1220–1233.

10. **Санчаа А. М., Неведрова Н. Н., Пономарев П. В.** Блоковое строение южной части Курайской впадины Горного Алтая по данным геоэлектрики в сопоставлении с распределением эпицентров землетрясений // *Geodynamics and Tectonophysics = Геодинамика и тектонофизика: электронный журнал*. – 2019. – Т. 10, № 1. – С. 167–180. – Точка доступа: <https://www.gt-crust.ru/jour/article/view/775/430>.

11. **Сравнительный** анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь / И. Д. Зольников, Е. В. Деев, Д. В. Назаров, С. А. Котлер // *Геология и геофизика*. – 2015. – Т. 56, № 8. – С. 1483–1495.

12. **Филина А. Г., Подкорытова В. Г., Подлипская Л. А.** Тунгурское землетрясение 18 сентября 1997 г. с $M_s=4.4$, $I_0=6$ (Горный Алтай) // *Землетрясения Северной Евразии в 1997 г.* – Обнинск: ГС РАН, 2003. – С. 236–239.

13. **Хабинов О. Г., Власов А. А., Антонов Е. Ю.** Система интерпретации данных площадных электромагнитных зондирований // *ГЕО-Сибирь-2010. Недропользование. Горное дело. Новые направления и технология поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых: матер. VI Междунар. науч. конгр. «ГЕО-Сибирь-2010»*. Т. 2, ч. 1. – Новосибирск: СГГА, 2010. – С. 164–168.

14. **Шмидт Г. А.** К вопросу о происхождении уступов на южном склоне Теректинского хребта в Центральном Алтае // *Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода*. – 1963. – № 28. – С. 161–164.

15. **Эпов М. И., Дашевский Ю. А., Ельцов И. Н.** Автоматизированная интерпретация электромагнитных зондирований. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. – 29 с. – (Препринт № 3).

16. **Lunina O. V., Nevedrova N. N., Gladkov A. S.** Tectonic and geoelectric structures of rift basins in the Baikal region // *Comptes Rendus Geoscience*. – 2012. – Vol. 344, no. 3–4. – P. 149–158.

REFERENCES

1. Butvilovskiy V.V., Avvakumov A.E., Gutak O.Ya. *Rossynpnaya zolotonosnost gor yuga Zapadnoy Sibiri: istoriko-geologicheskij obzor i otsenka vozmozhnostey* [Placer gold content in the mountains of the south of West Siberia: historical and geological review and assessment of opportunities]. Novokuznetsk, KuzGPA Publ., 2011. 241 p. (In Russ.).

2. Levitskiy E.S., Bazhenova S.N., Bortsova A.V. *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200 000. Seriya Gorno-Altayskaya. List M-45-XIV. Gorno-Altaysk: Obyasnitelnaya zapiska* [Geological map of the USSR on a scale of 1:200,000. Series Gorny Altai. Sheet M-45-XIV. Gorno-Altaysk: Explanatory notes]. Moscow, Nedra Publ., 1964. 79 p. (In Russ.).

3. Fedak S.I., Turkin Yu.A., Gusev A.I., et al. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:1 000 000 (tretye pokolenie). Seriya Altae-Sayanskaya. List M-45. Gorno-Altaysk: Obyasnitelnaya zapiska* [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1:1,000,000 (third generation). Altai-Sayan series. Sheet M-45. Gorno-Altaysk: Explanatory notes]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 2011. 567 p. (In Russ.).

4. Deev E.V [Localization zones of ancient and historical earthquakes in Gorny Altai]. *Physics of solid Earth*, 2019, vol. 55, no. 3, pp. 451–470.

5. Nevedrova N.N., Deev E.V., Ponomarev P.V. Fault structures and their geoelectric parameters in the epicentral zone of the 27 september 2003 Chuya earthquake (Gorny Altai) from the resistivity data. *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, no. 1, pp. 123–132.

6. Nevedrova N.N., Deev E.V., Saancha A.M. Deep structure and margins of the Kurai basin (Gorny Altai), from controlled-source resistivity data. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, vol. 55, no. 1, pp. 98–107.



7. Nevedrova N.N., Saancha A.M., Deev E.V., Babushkin S.M. [The neotectonic structure of intermountain basin of Mountainous Altai according to electromagnetic and geological data]. *Geodinamika i tektonofizika – Geodynamics and Tectonophysics*, 2013, vol. 4, no. 3, pp. 301–312. Available at: <https://www.gt-crust.ru/jour/article/view/64>. (In Russ.).
8. Deev E.V., Nevedrova N.N., Rusanov G.G., et al. [New data on structure of Uimon intermountain basin (Gorny Altai)]. *Geologiya i mineralno-syryevye resursy Sibiri – Geology and mineral resources of Siberia*, 2012, no. 1 (9), pp. 15–23. (In Russ.).
9. Rusanov G.G., Deev E.V., Zolnikov I.D., et al. Reference section of Neogene-Quaternary deposits in the Uimon Basin (Gorny Altai). *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, no. 8, pp. 973–983.
10. Sanchaa A.M., Nevedrova N.N., Ponomarev P.V. *Blokovoe stroenie yuzhnoy chasti Kurayskoy vpadiny Gornogo Altaya po dannym geoelektriki v sopostavlenii s raspredeleniem epitsentrov zemletryaseniy* [Block structure of the southern Kurai Basin of Gorny Altai according to geoelectric data compared to the distribution of earthquake epicenters]. *Geodinamika i tektonofizika – Geodynamics and Tectonophysics*, 2019, vol. 10, no. 1, pp. 167–180. Available at: <https://www.gt-crust.ru/jour/article/view/775/430>. (In Russ.).
11. Zolnikov I.D., Deev E.V., Nazarov D.V., Kotler S.A. Comparative analysis of megaflood deposits and alluvium of the Chuya and Katun river valleys (Gorny Altai). *Russian Geology and Geophysics*, 2015, vol. 56, no. 8, pp. 1162–1172.
12. Filina A.G., Podkorytova V.G., Podlipskaya L.A. [The 18 September 1997 Tungur earthquake ($M_c = 4.4$, $I_0 = 6$) (Gorny Altai)]. *Zemletryaseniya Severnoy Evrazii v 1997 g. GS RAN* [Earthquakes in Northern Eurasia in 1997. GS RAN]. Obninsk, 2003, pp. 236–239. (In Russ.).
13. Khabinov O.G., Vlasov A.A., Antonov E.Yu. [System for interpreting data of areal electromagnetic sounding]. *GEO-Sibir-2010. Nedropolzovanie. Gornoe delo. Novye napravleniya i tekhnologiya poiska, razvedki i razrabotki mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh: materialy VI Mezhdunarodnogo nauchnogo kongressa «GEO-Sibir-2010»* [GEO-Siberia-2010. Subsoil use. Mining engineering. New directions and technology of prospecting, exploration and development of mineral deposits: Proceedings of the VI International Scientific Congress «GEO-Siberia-2010»]. Novosibirsk, SGGa Publ., 2010, vol. 1, pp. 164–168. (In Russ.).
14. Shmidt G.A. [On the origin of benches on the southern slope of the Terehta Ridge in Central Altai]. *Byul. Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda* [Bul. Commission for the Study of Quarter period]. 1963, no. 28, pp. 161–164. (In Russ.).
15. Eпов M.I., Dashevskiy Yu.A., Eltsov I.N. *Avtomatizirovannaya interpretatsiya elektromagnitnykh zondirovaniy* [Automated interpretation of electromagnetic soundings]. Novosibirsk, IGiG AS USSR Publ., 1990. 29 p. (Preprint no. 3). (In Russ.).
16. Lunina O.V., Nevedrova N.N., Gladkov A.S. Tectonic and geoelectric structures of rift basins in the Baikal region. *Comptes Rendus Geoscience*, 2012, vol. 344, no. 3–4, pp. 149–158.

© А. М. Санчаа, Н. Н. Неведрова, С. М. Бабушкин, 2020



ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МЕЛОВЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОКАРОТАЖА

К. В. Сухорукова, А. М. Петров, О. В. Нечаев

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Представлены результаты опробования нового программно-методического комплекса численной инверсии на данных электрокаротажа, измеренных в вертикальных скважинах на интервалах меловых коллекторов Западной Сибири. Для них характерны сложный радиальный профиль удельного электрического сопротивления, электрическая анизотропия и поляризуемость. В результате количественной интерпретации совокупности данных электрического и электромагнитного каротажных зондирований построены реалистичные геоэлектрические модели осадочных отложений Широкого Приобья, а также установлены связи электрической анизотропии и диэлектрической проницаемости с тонкослойной структурой и глинистостью пород. В ИНГГ СО РАН разработаны методика количественной интерпретации сигналов указанных зондирований и программное обеспечение для их совместной численной инверсии. Это обеспечивает построение детальной геоэлектрической модели осадочных отложений, в которой учитываются влияние вмещающих пород, прискважинных зон, измененных фильтрацией бурового раствора, скважины, заполненной буровым раствором, и размеров каротажной аппаратуры. В результате уточняется удельное электрическое сопротивление тонких пластов-коллекторов в окружении контрастных вмещающих пород, выявляется электрическая анизотропия и оценивается диэлектрическая проницаемость.

Ключевые слова: электрокаротажное зондирование, совместная численная инверсия, двумерная геоэлектрическая модель, удельное электрическое сопротивление, диэлектрическая проницаемость, терригенный разрез.

GEOELECTRIC MODELS OF CRETACEOUS RESERVOIRS OF WEST SIBERIA BY THE RESULTS OF INTEGRATED INTERPRETATION OF ELECTRIC LOG DATA

K. V. Sukhorukova, A. M. Petrov, O. V. Nechaev

A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

The results of testing a new software-methodological complex of numerical inversion on the data of electrical logging, measured in vertical wells in the intervals of Cretaceous reservoirs in West Siberia. They are characterized by a complex radial profile of electrical resistivity, electrical anisotropy and polarizability. As a result of the quantitative interpretation of a set of electrical (LLS) and electromagnetic (VEMLS) logging data, realistic geoelectric models of sedimentary deposits of the Latitudinal Ob Region were constructed, and the relationships between electrical anisotropy and dielectric constant with a thin-layered structure and clayiness of rocks were established. The software developed at IPGG SB RAS for the joint numerical inversion of the LLS and VEMLS signals, as well as the method for the quantitative interpretation of the data of these methods, provide the construction of a detailed geoelectric model of sedimentary deposits, which takes into account the influence of host rocks, zones changed by the filtration of the drilling mud, wells with mud and sizes of logging equipment. As a result, the electrical resistivity of thin reservoir layers surrounded by contrasting host rocks is specified, the electrical anisotropy is revealed, and the dielectric constant is estimated.

Keywords: electric logging sounding, joint numerical inversion, two-dimensional geoelectric model, electrical resistivity, dielectric constant, terrigenous section.

DOI 10.20403/2078-0575-2020-3-77-86

Типичный набор каротажных методов исследования в открытом стволе эксплуатационных скважин включает интегральный гамма-каротаж (ГК), нейтронный каротаж (НКТ), каротаж потенциала самополяризации (ПС), низкочастотный и высокочастотный индукционный каротаж (ИК и ВЭМКЗ), каротаж на постоянном токе градиент-зондами (БКЗ) и фокусированными зондами (БК). По этим диаграммам проводят литологическое расчленение и оценивают физические свойства пород. В соответствии с традиционными подходами по данным электрокаротажа определяется удельное электрическое сопротивление (УЭС) пород, окружающих скважину. По этому

значению расчленяется разрез и оценивается соотношение нефтяной и водной фазы в порах пластов-коллекторов.

Электрический каротаж обычно включает больше одного метода и чаще всего хотя бы один метод зондирования. Вместе с тем традиционно применяемая оценка УЭС пласта по значениям кажущегося сопротивления (КС) часто приводит к ошибкам оценки насыщения из-за того, что за значение УЭС часто принимается КС по одному из зондов БК, ИК, БКЗ или ВЭМКЗ. Зонды электрокаротажа в разной степени чувствительны к УЭС вмещающих пластов, к измененной прискважинной зоне, к буровому рас-



твору и диаметру скважины, а также к электрической анизотропии и поляризационным эффектам. Совместная инверсия в радиально-вертикальной слоистой модели дает гораздо более разрешенное по скважине распределение УЭС, соответствующее всему набору сигналов различных зондов.

Как известно, немагнитные горные породы характеризуются двумя параметрами: удельной электропроводностью и диэлектрической проницаемостью. Очень часто вместо удельной электропроводности используется обратная величина – УЭС. Традиционно предполагается, что УЭС является скалярной величиной. Вместе с тем микроструктура твердой матрицы, сформированная под значительным давлением вышележащих толщ, и тонкая слоистость песчано-глинистых пород, образованная в квазипериодически менявшихся условиях осаждения, определяют разницу физических свойств в плоскости наложения и в перпендикулярном к ней направлении. В этом случае среда становится трансверсально изотропной и удельная электропроводность описывается диагональным тензором. Для его исследования разработаны новые приборы и методики интерпретации [3, 15, 16, 18]. Флюидонасыщенная порода со сложной геометрией порового пространства формирует отклики на электромагнитное воздействие, в которых проявляется частотная дисперсия электропроводности и относительной диэлектрической проницаемости. Последняя все чаще рассматривается при интерпретации сигналов индукционного каротажа, в том числе и низкочастотного [1, 6, 17].

Электрофизические свойства слабопроницаемых осадочных отложений определяются их минеральным составом, а коллекторов – проводящим ток флюидом (минерализованной пластовой водой), составом твердой матрицы (например, структурной глинистостью, при которой зерна частично представлены глинистыми минералами) и цемента, а также связанной или дисперсной пиритизацией. Упаковка зерен приводит к электрической анизотропии, которая отражена в сигналах БКЗ. Ионный характер электропроводности горных пород и наличие границ твердой фазы и пластового флюида обуславливают большие значения диэлектрической проницаемости и частотную дисперсию свойств (вследствие поляризации Максвелла – Вагнера и влияния двойного электрического слоя) [2]. Повышенные значения и частотная дисперсия диэлектрической проницаемости наблюдаются большей частью в глинистых породах в диапазоне частот ВЭМКЗ примерно 1–14 МГц.

Каждый из методов электрокаротажа оптимален для решения только части задач, а не всей их совокупности: БКЗ – для определения положения границ и УЭС нефтенасыщенного коллектора большой толщины, ИК – для выделения пластов низкого УЭС, БК – для исследования тонких пластов с высоким УЭС, ВЭМКЗ – для выявления коллекторов со смешанным насыщением по наличию окаймляющей

зоны. Длиной зондов и частотой электромагнитного поля определяются диапазоны толщины пластов и контраста УЭС, при которых КС может быть использовано для оценки нефтесодержания. За пределами этих диапазонов УЭС коллектора можно достоверно определить с помощью численной инверсии, т.е. подбора сигналов нескольких зондов разной глубинности на интервале скважины, рассчитывая их в модели, соответствующей по сложности исследуемым отложениям. Такая постановка позволяет устанавливать УЭС в тонких коллекторах, а также строение измененной зоны в случае небольшого времени между бурением и каротажем (когда зона проникновения еще не попала в зону чувствительности зондов ВЭМКЗ).

В ИНГГ СО РАН разработан программно-методический комплекс для совместной численной инверсии сигналов БКЗ и ВЭМКЗ. Его применение иллюстрируется результатом обработки данных, измеренных на интервале мелового коллектора БС₁₀ в скважинах Широкого Приобья. Полученная модель осадочных отложений сопоставлена с их составом и структурными особенностями.

Геоэлектрические модели коллектора БС₁₀

Рассмотрим набор каротажных данных, измеренных на интервале коллектора БС₁₀ в вертикальной скважине Федоровского месторождения. Данные представляют интерес по двум причинам. Во-первых, весь комплекс каротажа проведен прибором СКЛ-76 за одну спуско-подъемную операцию [5]. Именно при одновременном измерении можно наиболее точно восстановить параметры модели среды с помощью совместной инверсии ВЭМКЗ и БКЗ. Это связано с тем, что изменение во времени параметров зоны проникновения может существенно влиять на сигналы БКЗ и ВЭМКЗ [19], что негативно сказывается на самой возможности точной инверсии данных, так как данные измеряются фактически в разных средах. Во-вторых, визуальные признаки проникновения в данных ВЭМКЗ выражены слабо, за исключением нижней части коллектора, где характерное расхождение значений кажущегося УЭС (ρ_k) для зондов ВЭМКЗ соответствует понижающей зоне проникновения, что при бурении на глинистом буровом растворе отвечает влиянию развитой окаймляющей зоны [4] при небольшой толщине зоны проникновения.

По данным радиометрического и бокового каротажа верхняя часть коллектора сложена переслаиванием проницаемых песчаных и уплотненных (возможно карбонатизированных) прослоев (рис. 1). Из-за небольшой толщины прослоев по диаграммам ρ_k как ВЭМКЗ, так и БКЗ не представляется возможным выявить проницаемые интервалы и оценить параметры пластов. В таких условиях построить реалистичную геоэлектрическую модель прискважинного пространства можно только с применением совместной двумерной инверсии.

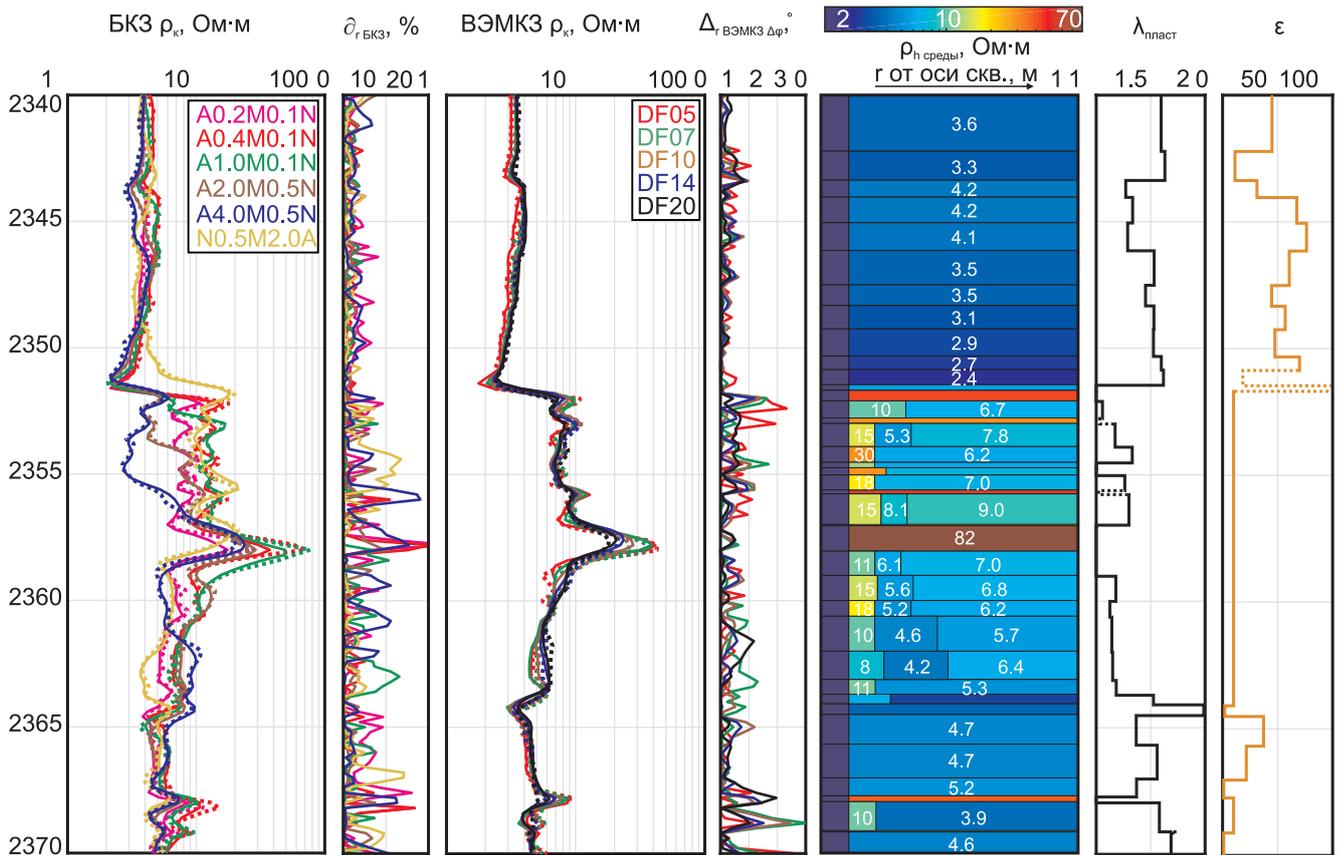


Рис. 2. Геоэлектрическая модель 2D коллектора БС₁₀ (пример 2). Слева направо: диаграммы измеренных (пунктир) и рассчитанных (сплошная линия) в результирующей геоэлектрической модели сигналов БКЗ (кажущееся УЭС); поточечные невязки измеренных и рассчитанных сигналов БКЗ; диаграммы ρ_k ВЭМКЗ (измерение и расчет); поточечные невязки для ВЭМКЗ; распределение горизонтального УЭС в пластах модели; коэффициент электрической анизотропии $\lambda = \sqrt{\rho_v/\rho_h}$; относительная диэлектрическая проницаемость ϵ . Пунктиром на диаграммах $\lambda_{\text{пласт}}$ и ϵ отмечены слои, для которых чувствительность сигналов к параметрам недостаточна для их определения с допустимой погрешностью

трической проницаемости (ϵ), определяемое самой высокой частотой ВЭМКЗ. В проницаемых пластах значения ϵ зафиксированы на характерном для этих песчаников значении ($\epsilon = 10$), так как широкая модельная эквивалентность и невысокая чувствительность не позволяют корректно восстановить значения при наличии зон проникновения.

Совместная инверсия дает возможность восстановить детальную модель среды со сложным профилем изменения УЭС от стенки скважины вглубь пласта. При инверсии только данных ВЭМКЗ область эквивалентности значений ширины УЭС и окаймляющей зоны слишком широка для их точного определения, но дает возможность выявить эту зону как качественный признак наличия в пласте подвижной нефти. При совместной с БКЗ инверсии эта область эквивалентности значительно сужается, параметры зоны проникновения определяются намного точнее, что позволяет с использованием дополнительной априорной информации о разрезе и процессе бурения судить также и о проницаемости пластов-коллекторов [14]. При двумерной инверсии сигналов БКЗ и ВЭМКЗ учитывается существенное влияние вышележащего высокоомного уплотненного прослоя на сигналы, измеренные

ниже по разрезу, и восстанавливаются параметры измененных фильтрацией бурового раствора зон в проницаемых пластах.

По радиальному профилю УЭС коллектор делится на две части: 2352,2–2355,7 м и 2355,9–2363,8 м. В первом интервале породы уплотненные глинистые. Под ними находится высокоомный карбонатизированный пласт, ниже – нефтеводонасыщенные песчаные породы, УЭС которых снижается с глубиной, отражая гравитационное распределение нефти и пластовой воды. Почти во всех нефтеводонасыщенных пластах определяются выдержанные по ширине зоны проникновения и окаймляющие зоны. УЭС окаймляющих зон уменьшается с глубиной, а ширина увеличивается. Последнее также соответствует гравитационному распределению флюидов: явно выраженная окаймляющая зона формируется в пласте с подвижной нефтью, и чем больше содержание нефти, тем выше УЭС и меньше толщина этой зоны.

Наибольший интерес представляет часть коллектора в интервале 2358–2364 м. В этом проницаемом интервале по данным ВЭМКЗ с длиной зонда кажущееся УЭС увеличивается с 4,6 до 6,4 Ом·м. Иными словами, не наблюдается повышающей зоны проникновения, характерной для вскрытия



на глинистом растворе, а монотонно возрастающая кривая зондирования типична для однофазного флюидонасыщения. При этом кажущееся УЭС 4,6 Ом·м соответствует насыщению преимущественно пластовой водой, а 6,4 Ом·м – смешанному. По этой причине оценить нефтесодержание по значению ρ_k и его радиальному распределению невозможно. По результатам совместной инверсии окаймляющая зона выявляется во всех пластах этого интервала, что подтверждает наличие подвижной нефти.

Для совместной инверсии с некоторыми допущениями можно использовать и комплекс разновременных измерений БКЗ и ВЭМКЗ, если между измерениями прошло не очень большое время и в скважине не проводились операции, связанные с дополнительной фильтрацией в проницаемые пласты. Пример диаграмм таких данных в меловом разрезе показан на рис. 3. Верхняя часть интервала (до 2528 м) – глинистые отложения, в которых наблюдается достаточно большая вариация КС и сигналов радиоактивных методов. Ниже следует пачка пластов песчаников. Оценка их УЭС осложняется влиянием тонких высокоомных прослоев кар-

бонатов и глинистых отложений, УЭС которых такое же, что и в нефтеводонасыщенных пластах. По виду диаграмм кажущегося сопротивления в инт. 2534–2542 м можно предположить, что песчаники насыщены смесью нефти и пластовой воды, ниже – преимущественно водой. В кровельной части между карбонатными прослоями возможно высокое нефтесодержание, которое трудно оценить из-за влияния высокоомных пород.

В рассматриваемом примере совместная инверсия приводит к довольно контрастной по УЭС и тонкослоистой двумерной геоэлектрической модели (рис. 4). В интервале глинистой покрышки снизу вверх усиливается анизотропия УЭС при примерно одинаковых значениях горизонтального УЭС ρ_h и в среднем уменьшаются значения относительной диэлектрической проницаемости ε на всех частотах. Такие изменения могут быть связаны как с изменением микроструктуры глинистых отложений (снизу вверх растет упорядоченность более уплотненных глинистых частиц), так и с увеличением количества тонких более плотных прослоев. В самой глинистой толще наблюдаются локальные увеличения коэффициента анизотропии λ , что может быть связано с более выражен-

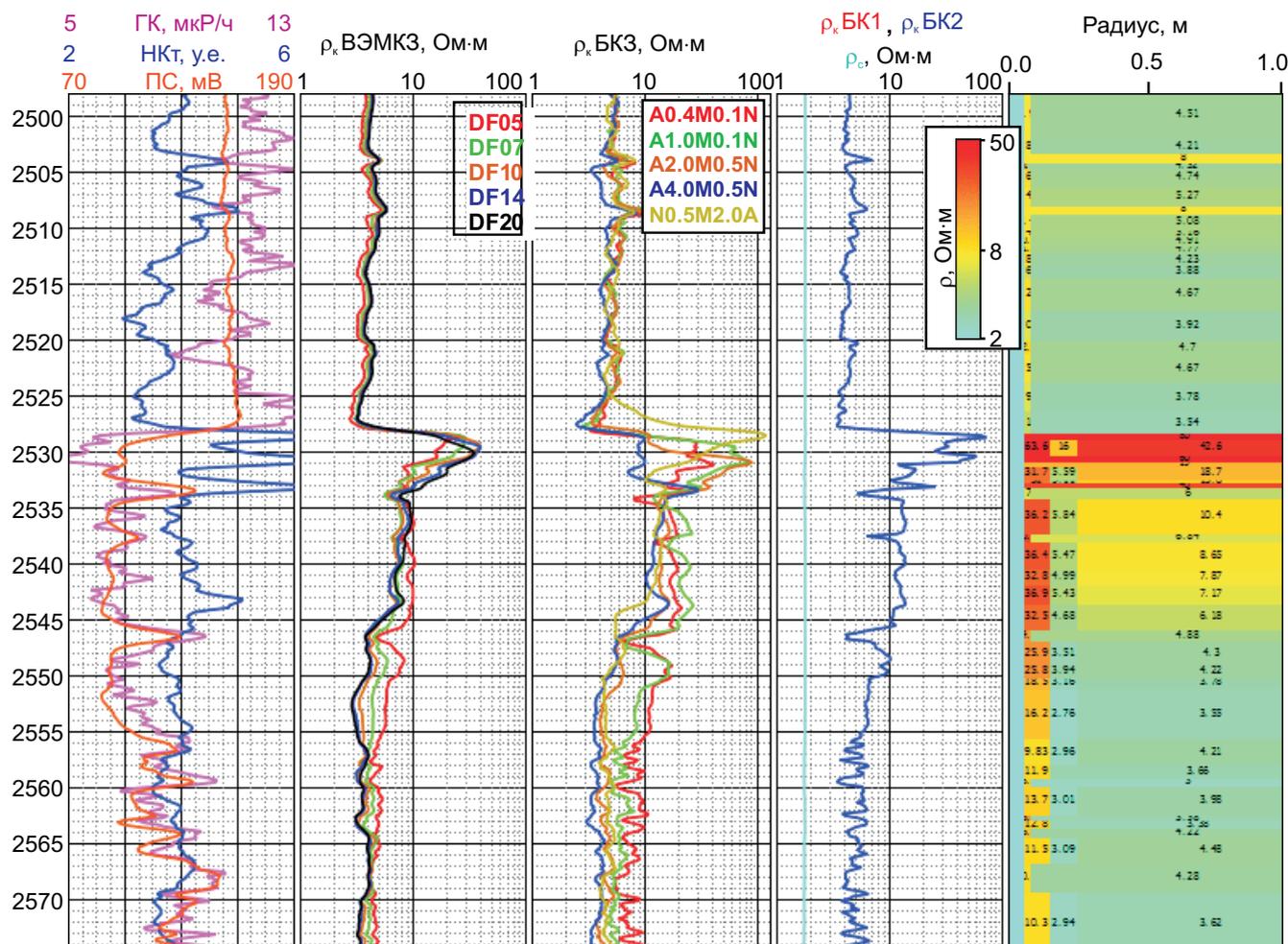


Рис. 3. Диаграммы ГИС, интервал коллектора БС₁₀ и глинистой покрышки. Вертикальная скважина, глинистый буровой раствор. Сигналы, слева направо: ГК, НКТ, ПС; кажущееся УЭС ВЭМКЗ; кажущееся УЭС БКЗ; кажущееся УЭС БК и УЭС бурового раствора. Колонка справа – параметры пластов стартовой радиально-неоднородной геоэлектрической модели (радиус цилиндрических границ и УЭС пластов и измененных зон)

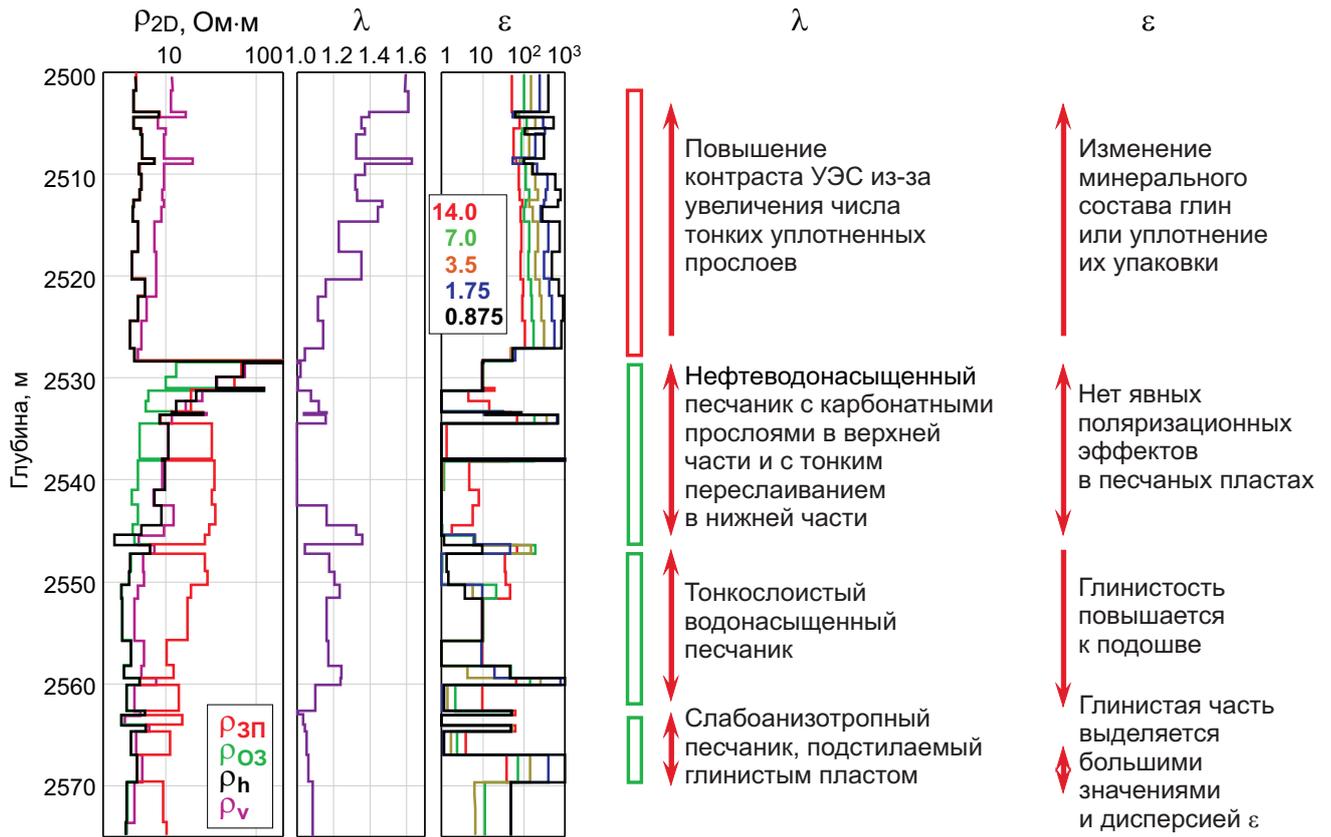


Рис. 4. Двумерная геоэлектрическая модель коллектора БС₁₀: значения УЭС ($\rho_{3п}$ – УЭС зоны проникновения, ρ_{03} – окаймляющей зоны, ρ_h и ρ_v – горизонтальное и вертикальное УЭС не измененной проникновением части пласта), коэффициент анизотропии $\lambda = \sqrt{\rho_v/\rho_h}$, относительная диэлектрическая проницаемость ϵ в зависимости от частоты зонда (легенда, в МГц)

ной слоистостью или с тем, что здесь преобладают глинистые частицы уплощенной формы. Последнее может также быть объяснением снижения значений ϵ в этих же пластах: уменьшается площадь квазивертикальных границ в твердой матрице, на которых может проявляться эффект Максвелла – Вагнера.

В верхней части коллектора (2528,5–2545,4 м) установлено наличие окаймляющей зоны, толщина которой в среднем составляет около 0,2 м, вверху (2528,5–2531,0 м) – около 0,1 м, а УЭС снижается приблизительно с 13,0 до 4,5 Ом·м. Это отражает увеличение содержания пластовой воды с глубиной и, возможно, меньшую пористость в верхнем интервале между двух карбонатных прослоев. Значение λ в инт. 2531,3–2534,5 м изменяется от 1,10 до 1,15, что, скорее всего, связано с влиянием тонких прослоев и линз карбонатизации, по отдельности неразличимых для методов ГИС. Возрастание λ с 1,2 до 1,3 к низу инт. 2542,5–2545,4 м может отражать тонкую слоистость, обусловленную сменой размера осаждавшихся частиц. Отсутствие анизотропии между этими интервалами – признак изометричности зерен матрицы и структуры порового пространства. Значение ϵ во всем интервале кроме глинистого прослоя 2533,6–2534,5 м определяется равным не более 10 для наибольшей частоты и 1–2 для остальных, что является признаком малого содержания глинистого вещества.

Ниже 2545,4 м окаймляющая зона не выявлена, поэтому можно говорить об отсутствии подвижной нефти. Инт. 2546,3–2560,0 м с повышенным коэффициентом анизотропии (около 1,2), вероятнее всего, тонкослоистый, что обусловлено отложением зерен разного размера; при этом увеличение ϵ до нескольких единиц к нижней границе интервала на всех частотах может быть признаком глинизации.

Нижний интервал (ниже 2560,0 м) сложен песчаными и глинистыми пластами; его слабая анизотропия обусловлена практически одинаковым УЭС водонасыщенных песчаных и глинистых прослоев. Повышенные значения и частотная дисперсия ϵ определяются в глинистых слоях.

Проведен сопоставительный анализ полученных значений электрофизических параметров для пластов разного состава (рис. 5). Для построения зависимостей выбрана $\Delta\epsilon$ – разница значений ϵ на нижней и верхней частотах (0,875 и 14,0 МГц) как величина, характеризующая одновременно и сами значения, и их частотную дисперсию. Таким образом отсекаются значения в несколько единиц, определяющиеся в песчаных пластах только на верхней частоте из-за возможного влияния неосесимметричного положения прибора ВЭМКЗ или изменения свойств породы у стенки скважины между каротажными БКЗ и ВЭМКЗ (на повышенные значения в глинах эти изменения не влияют). Четыре голубых треугольника

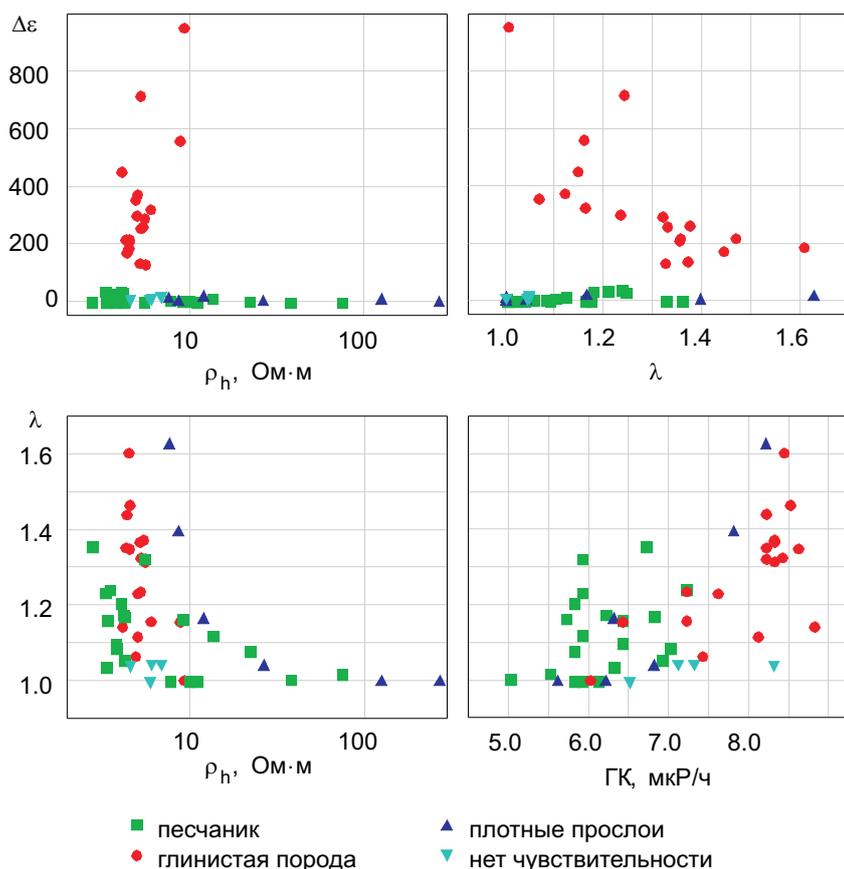


Рис. 5. Сопоставительный анализ параметров 2D геоэлектрической модели между собой и с данными интегрального ГК (ρ_h – горизонтальное УЭС неизменной части пласта, λ – коэффициент анизотропии УЭС, $\Delta\epsilon$ – разность значений относительной диэлектрической проницаемости на частотах 0,875 и 14 МГц)

показывают свойства пластов, для которых чувствительность сигналов каротажа оказывается слишком низкой для уверенного определения параметров.

В зависимости $\Delta\epsilon(\rho_h)$ все песчаные и карбонатные пласты характеризуются невысокими значениями $\Delta\epsilon$ независимо от значения ρ_h . Значения для глинистых пластов группируются в области невысоких ρ_h , но частотная дисперсия диэлектрической проницаемости значительна: для большей части пластов $\Delta\epsilon$ лежит в диапазоне от 130 до 500, а для трех пластов – от 500 до 1000.

В распределении $\Delta\epsilon(\lambda)$ для глинистых пород просматривается тенденция уменьшения дисперсии ϵ с увеличением коэффициента электрической анизотропии. Возможно, это обусловлено тем, что коэффициент анизотропии большой для отложений из более уплощенных частиц, ориентированных горизонтально, а в таком случае в среде меньше площадь вертикальных границ раздела матрица – пора, на которых скапливаются ионы в соответствии с механизмом поляризации Максвелла – Вагнера.

На кросс-плоте $\lambda(\rho_h)$ заметно, что анизотропия УЭС уменьшается с увеличением горизонтального УЭС пласта. Максимальные значения λ наблюдаются для пластов с низким ρ_h – до 10 Ом·м. В этот диапазон попадают все низкоомные глинистые и уплотненные пласты и пласты песчаников водонасыщенных (2–4 Ом·м) и со смешанным насыщением (5–6 Ом·м). Поскольку для песчаников не определяется высоких значений ϵ , повышенные значения λ могут быть обусловлены структурным фактором:

слоистостью, зависящей от смены размера зерен, или упаковкой зерен неизометричной формы.

График $\lambda(\text{ГК})$, в свою очередь, показывает тенденцию усиления электрической анизотропии с увеличением содержания глинистого компонента. Данная тенденция выражена для глинистых и плотных пластов, но не наблюдается для песчаных. Это подтверждает вывод о том, что в последних электрическая анизотропия отражает геометрические особенности твердой матрицы и порового пространства.

Программно-методический комплекс инверсии данных электрокаротажа

При традиционном подходе к интерпретации сигналов электрокаротажа их значения на интервале каждого пласта усредняются и полученные пластовые отсчеты рассматриваются как сигналы в пласте большой толщины [8, 19], т. е. не учитывается влияние соседних пластов. При небольшой толщине продуктивных пластов такой подход становится неэффективным. Расчет сигналов в модели с учетом влияния вмещающих пород позволяет оценивать свойства гораздо более тонких пластов. При этом подбирается не средний уровень сигналов, а их изменение при профилировании вдоль скважины [13].

Осесимметричная геоэлектрическая модель представляет собой комплекс горизонтальных и цилиндрических границ, делящих окружающее каротажный прибор пространство на горизонтальные пласты осадочных пород, измененные проникновением фильтрата бурового раствора зоны, и скважи-



ну. В каждом участке пласта задается горизонтальное и вертикальное УЭС (ρ_h и ρ_v), а также значение относительной диэлектрической проницаемости (ϵ). Алгоритмы численного моделирования и совместной инверсии данных БКЗ и ВЭМКЗ с оценкой анизотропии УЭС и диэлектрической проницаемости на частотах ВЭМКЗ подробно описаны в [7, 9, 10]. Методическое обеспечение количественной интерпретации [11] основано на итерационном подходе к инверсии данных с последовательным подбором параметров разных типов модели с учетом априорной информации.

Программное обеспечение и методические приемы тестировались на большом объеме реалистичных изотропных и анизотропных моделей песчано-глинистых отложений со сложным радиальным профилем УЭС. Тестирование показало хорошую точность определения практически значимых модельных параметров в диапазонах значений, типичных для Западно-Сибирского терригенного разреза. С применением численного моделирования сигналов в анизотропных средах с учетом скважины и корпуса прибора обосновано применение разработанной методики в терригенном разрезе при отклонении зенитного угла встречи скважины и границ пластов от нуля в пределах 15° [11].

Стандартной практикой оценки качества прибора сигналов является невязка между наблюдаемыми и рассчитанными кривыми. Для подбора на интервале скважины используются относительная

поточечная невязка $\delta = \left| \rho_{ij} - \rho_{ij}^a \right| / \rho_{ij} \cdot 100$ для БКЗ и аб-

солютная $\Delta = \left| \Delta\varphi_{ij} - \Delta\varphi_{ij}^a \right|$ для ВЭМКЗ, где ρ_{ij} – кажущееся УЭС в точке i по глубине для j -го зонда БКЗ по данным каротажа; ρ_{ij}^a – кажущееся УЭС в точке i для j -го зонда, рассчитанное в модели; $\Delta\varphi_{ij}$ – разность фаз в точке i , измеренная j -м зондом ВЭМКЗ; $\Delta\varphi_{ij}^a$ – разность фаз, рассчитанная в модели.

При инверсии данных одного метода такая невязка подходит для оценки результата, так как сигналы измерены одним прибором за одну спуско-подъемную операцию и хорошо увязаны между собой. Но совместная инверсия данных двух и более методов осложняется недостаточной увязкой их данных по глубине. Точность увязки обычно ограничена шагом представления данных, чаще всего равным 0,2 м. При инверсии неточно увязанных данных алгоритм находит значения параметров, максимально отвечающие данным обоим методам. Однако в области контрастных границ резко возрастают значения поточечной невязки, так как она не учитывает погрешность позиционирования измерений по глубине (см. рис. 2). Поэтому для оценки качества инверсии предлагается использовать модифицированную поточечную невязку

$\delta_r = \left| \rho_{ij}^* - \rho_{ij}^a \right| / \rho_{ij}^* \cdot 100$ для БКЗ и $\Delta_r = \left| \Delta\varphi_{ij}^* - \Delta\varphi_{ij}^a \right|$ для ВЭМКЗ, где ρ_{ij}^* и $\Delta\varphi_{ij}^*$ – значения, полученные на основе линейной интерполяции измеренных сигна-

лов в пределах $\pm 0,5$ шага по глубине от точки i , такие, что значения $\left| \rho_{ij}^* - \rho_{ij}^a \right|$ для БКЗ и $\left| \Delta\varphi_{ij}^* - \Delta\varphi_{ij}^a \right|$ для ВЭМКЗ минимальны. Невязка, заданная таким образом, более точно отражает качество инверсии, чем обычная поточечная невязка. Например, результат инверсии на рис. 3 характеризуется средней модифицированной невязкой $\delta_{r, \text{avg}} = 2,38\%$, $\Delta_{r, \text{avg}} = 0,29^\circ$, а значения обычной невязки примерно в два раза больше ($\delta_{\text{avg}} = 5,22\%$, $\Delta_{\text{avg}} = 0,52^\circ$). Существенная разница невязок связана с наличием в разрезе границ между пластами, УЭС которых сильно различаются, и погрешностью увязки сигналов по глубине примерно на 0,5 шага.

Для подтверждения высокой достоверности результатов интерпретации проведено масштабное тестирование программного комплекса на синтетических и практических данных (более 700 м интервалов скважин), показавшее хорошую точность определения параметров моделей и соответствие электрических параметров отложений данным других методов исследования и геологической информации о породах разреза.

Выводы

Для меловых отложений Широтного Приобья Западной Сибири проведена количественная интерпретация данных высокочастотного электромагнитного и бокового каротажных зондирований. Построены детальные геоэлектрические модели мелового коллектора БС₁₀ с определением электрофизических параметров пластов и измененных фильтрацией бурового раствора зон и с выявлением нефтесодержащих интервалов. Показана связь определенных значений электрофизических параметров меловых отложений с их предполагаемой слоистостью, глинистостью и карбонатизацией. Для построения геоэлектрических моделей применена оригинальная методика количественной интерпретации данных БКЗ и ВЭМКЗ на основе совместной численной инверсии практических данных с оценкой вертикального УЭС проницаемых отложений.

Методическая часть исследования и интерпретация результатов инверсии практических данных выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00240; модернизация и тестирование программного обеспечения – при финансовой поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0014 «Скважинная геофизика в электропроводящих анизотропных диспергирующих средах на основе высокопроизводительных решений трехмерных задач, высокоточных данных каротажа и лабораторных исследований керна».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксельрод С. М. Влияние частотной дисперсии электрических свойств горных пород на результаты определения удельного сопротивления пластов (по материалам зарубежной литературы) // Каротажник. – 2007. – Вып. 10. – С. 103–126.



2. **Аксельрод С. М.** Новые тенденции в диэлектрическом каротаже (по материалам зарубежной печати) // Каротажник. – 2012. – № 4. – С. 78–112.

3. **Алгоритмы** обработки и инверсии данных электромагнитного зонда с тороидальными катушками при изучении макроанизотропных свойств пластов-коллекторов / М. И. Эпов, И. В. Михайлов, В. Н. Глинских и др. // Изв. ТПУ. Инжиниринг георесурсов. – 2019. – Т. 330, № 6. – С. 187–197.

4. **Антонов Ю. Н., Сметанина Л. В., Михайлов И. В.** Окаймляющая зона как признак подвижной нефти в терригенных коллекторах // Каротажник. – 2012. – № 6. – С. 16–40.

5. **Аппаратурный** комплекс СКЛ для каротажа в нефтегазовых скважинах и его интерпретационная база / К. Н. Каюров, В. Н. Еремин, А. Н. Петров и др. // Нефтяное хозяйство. – 2015. – № 9. – С. 38–43.

6. **Глинских В. Н., Федосеев А. А.** Новый подход к литолого-электрофизической интерпретации данных электромагнитных зондирований в интервалах баженовской свиты // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2019. – № 4 (40). – С. 80–88.

7. **Нечаев О. В., Глинских В. Н.** Трехмерное моделирование и инверсия данных комплекса методов электрокаротажа в моделях сред с наклоном главных осей тензора электрической анизотропии // Вестн. НГУ. Сер. Информационные технологии. – 2018. – Т. 16, № 4. – С. 127–139.

8. **Новый** аппаратурный комплекс геофизического каротажа СКЛ и программно-методические средства интерпретации EMF PRO / М.И. Эпов, К. Н. Каюров, И. Н. Ельцов и др. // Бурение и нефть. – 2010. – № 2. – С. 16–19.

9. **Петров А. М., Нечаев О. В., Сухорукова К. В.** Двумерная инверсия сигналов российского электрокаротажа, измеренных на интервалах сложнопостроенных отложений // Геомодель-2019: матер. конф. – 2019. – 4 с. – URL: <https://www.earthdoc.org/content/papers/10.3997/2214-4609.201950044>.

10. **Петров А. М., Сухорукова К. В., Нечаев О. В.** Геоэлектрическая модель отложений баженовской свиты по данным бокового и электромагнитного каротажных зондирований // Совместный семинар EAGE/SPE «Наука о сланцах: проблемы разведки и разработки». – 2017. – 4 с. – URL: <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=87776>.

11. **Петров А. М., Сухорукова К. В., Нечаев О. В.** Совместная двумерная инверсия данных электрического и электромагнитного каротажных зондирований в анизотропных моделях песчано-глинистых отложений // Каротажник. – 2019. – № 3 (297). – С. 85–103.

12. **Суродина И. В.** Параллельные алгоритмы для решения прямых задач электрического каротажа на графических процессорах // Математические заметки СВФУ. – 2015. – Т. 22, № 2. – С. 51–61.

13. **Сухорукова К. В., Петров А. М., Нечаев О. В.** Численная инверсия данных электрокаротажа в интервалах анизотропных глинистых отложений // Каротажник. – 2017. – № 4 (274). – С. 34–48.

14. **Эволюция** зоны проникновения по данным электромагнитного каротажа и гидродинамического моделирования / М. И. Эпов, И. Н. Ельцов, А. А. Кашеваров и др. // Геология и геофизика. – 2004. – № 8. – С. 1033–1044.

15. **Anderson B., Barber T., Habashy T.** The interpretation and inversion of fully triaxial induction data: a sensitivity study. Transactions of the SPWLA 43rd Annual Logging Symposium. – Oiso, Japan. – 2002. – June 2–5. – Paper O.

16. **Joint** inversion of induction and galvanic logging data in axisymmetric geological models / I. V. Mikhaylov, V. N. Glinskikh, M. N. Nikitenko, et al. // Russian Geology and Geophysics. – 2017. – Vol. 58, no. 6. – P. 752–762.

17. **Observations** of large dielectric effects on LWD propagation-resistivity logs / B. I. Anderson, T. D. Barber, M. G. Luling, et al. // SPWLA 48th Annual Logging Symposium. – 2007. – June 3–6. – Paper BB.

18. **Using** multicomponent induction log data to enhance formation evaluation in deepwater reservoirs from Campos Basin, Offshore Brasil / R. Gomes, P. Denicol, A. da Cunha, et al. // Transactions of the SPWLA 43rd Annual Logging Symposium. – Oiso, Japan. – 2000. – June 2–5. – Paper N.

19. **Yeltsov I. N., Nesterova G. V., Kashevarov A. A.** Petrophysical interpretation of time-lapse electromagnetic sounding in wells // Russian Geology and Geophysics. – 2011. – Vol. 52, no. 6. – P. 668–675.

REFERENCES

1. Akselrod S.M. [Influence of frequency dispersion of electrical properties of rocks on the results of determining the resistivity of formations (based on materials from foreign literature)]. *Karotazhnik*, 2007, issue 10, pp. 103–126. (In Russ.).

2. Akselrod S.M. [New trends in dielectric logging (based on materials from foreign press)]. *Karotazhnik*, 2012, no. 4, pp. 78–112. (In Russ.).

3. Eпов M.I., Mikhailov I.V., Glinskikh V.N., et al. [Algorithms for data processing and inversion from an electromagnetic probe with toroidal coils in the study of macroanisotropic properties of reservoirs]. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov – Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets engineering*, 2019, vol. 330, no. 6, pp. 187–197. (In Russ.).

4. Antonov Yu.N., Smetanina L.V., Mikhaylov I.V. *Okaymlyayushchaya zona kak priznak podvizhnoy nefti v terrigennykh kollektorakh* [The annulus as a sign of mobile oil in terrigenous reservoirs]. *Karotazhnik*, 2012, no. 6, pp. 16–40. (In Russ.).

5. Kayurov K.N., Eremine V.N., Petrov A.N., et al. [SKL hardware system for logging in oil-gas wells and



its interpretation base]. *Neftyanoe khozyaystvo*, 2015, no. 9, pp. 38–43. (In Russ.).

6. Glinskikh V.N., Fedoseev A.A. [A new approach to lithological-electrophysical interpretation of electromagnetic sounding data in the intervals of the Bazhenovskaya Formation interval]. *Geologiya i mineralno-syr'yevye resursy Sibiri – Geology and mineral resources of Siberia*, 2019, no. 4 (40), pp. 80–88. (In Russ.).

7. Nechaev O.V., Glinskikh V.N. [Three-dimensional simulation and inversion of lateral logging sounding and lateral logging data in media with tilt of the main axes of the dielectric anisotropy tensor]. *Vestnik NGU. Seriya: Informatsionnye tekhnologii*, 2018, vol. 16, no. 4, pp. 127–139. (In Russ.).

8. Eпов M.I., Kayurov K.N., Eltsov I.N., et al. [New apparatus complex for SKL geophysical logging and program-method means for EMF PRO interpretation]. *Burenie i neft*, 2010, no. 2, pp. 16–19. (In Russ.).

9. Petrov A.M., Nechaev O.V., Sukhorukova K.V. [Two-dimensional inversion of Russian electric logging signals measured at intervals of complex sediments]. *Geomodel-2019: 21-ya konferentsiya po voprosam geologorazvedki i razrabotki mestorozhdeniy nefti i gaza (Gelendzhik, 9–13 sentyabrya 2019 g.): Tezisy dokladov* [Geomodel-2019: 21st conference on geological exploration and development of oil and gas fields. Abstracts]. Gelendzhik, 2019, p. 4. Available at: <https://www.earthdoc.org/content/papers/10.3997/2214-4609.201950044>. (In Russ.).

10. Petrov A.M., Sukhorukova K.V., Nechaev O.V. [Geoelectric Model of the Bazhenov Formation Deposits According to Electrical and Electromagnetic Logging Sounding Data]. *Sovmestnyy seminar EAGE/SPE «Nauka o slantsakh: problemy razvedki i razrabotki»* [EAGE/SPE Joint Workshop 2017. Shale Science: Prospecting Development. 10-11 April 2017, Moscow, Russia]. Moscow, 2017, p. 4. Available at: <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=87776>. (In Russ.).

11. Petrov A.M., Sukhorukova K.V., Nechaev O.V. [Joint 2D inversion of electrical and electromagnetic

logging data in anisotropic models of sandy-argillaceous deposits]. *Karotazhnik*, 2019, no. 3 (297), pp. 85–103. (In Russ.).

12. Surodina I.V. [Parallel algorithms for solving direct problems of electrical logging on graphic processors]. *Matematicheskie zametki SVFU*, 2015, vol. 22, no. 2, pp. 51–61. (In Russ.).

13. Sukhorukova K.V., Petrov A.M., Nechaev O.V. [Numerical inversion of electric logs in anisotropic clay sediment intervals]. *Karotazhnik*, 2017, no. 4(274), pp. 34–48. (In Russ.).

14. Eпов M.I., Eltsov I.N., Kashevarov A.A., et al. [Evolution of the invaded zone inferred from electromagnetic logging and hydrodynamic modeling]. *Geologiya i geofizika*, 2004, no. 8, pp. 1033–1044. (In Russ.).

15. Anderson B., Barber T., Habashy T. The interpretation and inversion of fully triaxial induction data: a sensitivity study. *Transactions of the SPWLA 43rd Annual Logging Symposium*. Oiso, Japan, 2002, June 2–5, paper O.

16. Mikhaylov I.V., Glinskikh V.N., Nikitenko M.N., et al. Joint inversion of induction and galvanic logging data in axisymmetric geological models. *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, no. 6, pp. 752–762.

17. Anderson B.I., Barber T.D., Luling M.G., et al. Observations of large dielectric effects on LWD propagation-resistivity logs. *SPWLA 48th Annual Logging Symposium*, 2007, June 3–6, paper BB.

18. Gomes R., Denicol P., da Cunha A., et al. Using multicomponent induction log data to enhance formation evaluation in deepwater reservoirs from Campos Basin, Offshore Brasil. *Transactions of the SPWLA 43rd Annual Logging Symposium*, Oiso, Japan, 2000, June 2–5, paper N.

19. Yeltsov I.N., Nesterova G.V., Kashevarov A.A. Petrophysical interpretation of time-lapse electromagnetic sounding in wells. *Russian Geology and Geophysics*, 2011, vol. 52, no. 6. pp. 668–675.

© К. В. Сухорукова, А. М. Петров, О. В. Нечаев, 2020



МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД КАЛАРСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ И ВОЗМОЖНОСТИ ИОННО-СОРБЦИОННОГО МЕТОДА ДЛЯ ПОИСКА ПЕРЕКРЫТОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А. И. Черных, М. П. Брысин, П. Н. Лейбгам, И. В. Арсентьева, С. А. Миляев

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

Представлены результаты изучения эпитермального золото-серебряного оруденения Каларского проявления (Кабурчакский рудный узел в Горной Шории), приуроченного к метасоматитам березитового и аргиллизитового составов. В них выделяются жильно-прожилковые зоны кварц-сульфидного состава. Характерная особенность проявления – широкое распространение рудных минералов (обычно 5–10 %, часто до 20 %, в отдельных случаях до 60–70 %) и большое их многообразие. Рудные минералы представлены преимущественно пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, блеклыми рудами, золотом, а также сульфидами Pb, Bi, Ag и теллуридами Au, Ag, Pb. Результаты опытно-методических работ показали высокую эффективность использования разработанного в ЦНИГРИ ионно-сорбционного метода поисков в условиях большой мощности рыхлых перекрывающих отложений. Ионно-сорбционная съемка на Каларском участке позволила выявить вторичные наложенные ореолы рассеяния As, Sb, Ag, Pb, Zn, Cd, Cu, Ni, Co. Использование ионно-сорбционного метода на северном фланге Каларского рудного поля, где широко развиты перекрывающие четвертичные отложения мощностью до 25 м, позволило выявить комплексную геохимическую аномалию (Ag, As, Cu, Pb, Zn), которая предположительно отражает северное продолжение Центральной золотоносной зоны.

Ключевые слова: золото, золото-серебряное оруденение, Каларское проявление, Горная Шория, ионно-сорбционный метод.

MINERALOGICAL FEATURES OF ORES WITHIN THE KALAR OCCURRENCE AND POSSIBILITIES OF THE ION-SORPTION METHOD FOR SEARCHING OF THE OVERLAPPED GOLD-SILVER MINERALIZATION OF THE ALTAI-SAYAN FOLDED REGION

A. I. Chernykh, M. P. Brysin, P. N. Leibgam, I. V. Arsenyeva, S. A. Milyaev

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia

The article presents results of studying the epithermal gold-silver mineralization of the Kalar occurrence of the Kaburchak ore cluster in the Mountainous Shoria (Gornaya Shoria). The Kalar occurrence is confined to metasomatites of berезite and argillite composition. They contain veined and veinlet-disseminated zones of quartz-sulphide composition. The characteristic feature of the Kalar occurrence is the wide distribution of ore minerals – usually 5–10%, often up to 20%, and in some cases up to 60–70%, and their great variety. Ore minerals are represented mainly by pyrite, arsenopyrite, sphalerite, galena, chalcopyrite, fahlores, gold, as well as by Pb, Bi, Ag sulfides and Au, Ag, Pb tellurides. The results of experimental and methodological works within the Kalar occurrence showed a high efficiency of using the ion-sorption method of prospecting developed at the Federal State Budgetary Institution (FSBI) TsNIGRI in conditions of high thickness of loose overlapping deposits. The ion-sorption survey carried out within the Kalar area made it possible to reveal secondary superimposed halos of dispersion of As, Sb, Ag, Pb, Zn, Cd, Cu, Ni, Co. The use of the ion-sorption method on the northern flank of the Kalar ore field, where overlapping Quaternary deposits up to 25 m thick are widely developed, made it possible to reveal a complex geochemical anomaly (Ag, As, Cu, Pb, Zn), which presumably reflects the northern continuation of the Central gold-bearing zone.

Keywords: gold, gold-silver mineralization, Kalar occurrence, Mountainous Shoria (Gornaya Shoria), ion-sorption method.

DOI 10.20403/2078-0575-2020-3-87-99

Алтае-Саянская складчатая область (АССО) относится к «старым» горно-рудным районам, учтенная добыча россыпного золота в котором в новейшей истории ведется уже более 190 лет, а коренного – около 130 лет. Основной объем последнего добыт из жильных золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых, а также золото-скарновых месторождений. Кроме того, золото попутно добывалось

из золотосодержащих колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая и Салаира. Несмотря на наличие отдельных относительно слабо изученных на коренное золото районов (Республика Тыва), территория АССО характеризуется высокой геологической изученностью. Большинство известных золоторудных узлов с поверхности хорошо изучены на скарновое, золото-сульфидно-кварцевое жильное

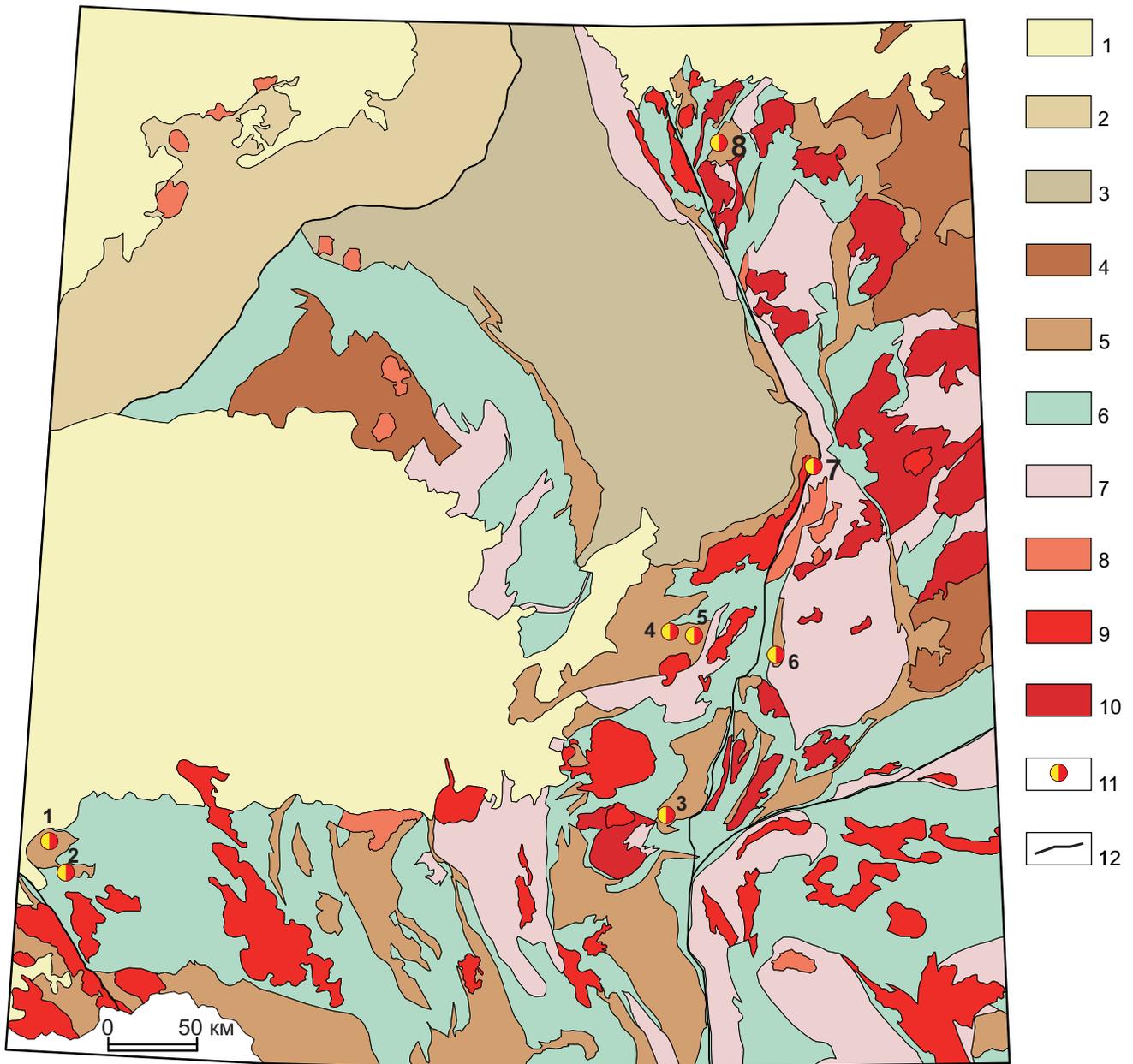


Рис. 1. Обзорная схема распространения эпитермальной золото-серебряной минерализации в западной части АССО
 1 – Западно-Сибирская плита, терригенные отложения (MZ–KZ); 2 – Обь-Зайсанская складчатая область, вулканогенно-осадочные, карбонатно-терригенные и углеродистые терригенные комплексы Колывань-Томской складчатой зоны (D–P); 3–7 – Алтае-Саянская складчатая область: 3 – угленосные карбонатно-терригенные и терригенные комплексы Кузнецкого прогиба (D–P, J), 4 – туфогенно-карбонатно-терригенные комплексы окраинных бассейнов Хмельевского, Северо- и Южно-Минусинского прогибов (D–C), 5 – осадочно-вулканогенные комплексы активных окраин (D), 6 – вулканогенно-осадочные комплексы (E–O), 7 – метаморфические (R_3) и вулканогенно-терригенно-карбонатные комплексы пассивных окраин (V); 8–10 – интрузивные комплексы: 8 – гранит-лейкогранитовый (P–J), 9 – гранодиорит-гранитовый (D–C₁), 10 – габбродиорит-гранодиорит-гранитовый и плагиогранитовый (E₁–O₃); 11 – золото-серебряные месторождения и проявления (1 – Новофирсовское, 2 – Курьинское, 3 – Ложковое, 4 – Нижнеказское, 5 – Каларское, 6 – Джелсайское, 7 – Чудиновское, 8 – Тулулюльское); 12 – главные разломы

и прожилково-жильное оруденение, и вероятность обнаружения новых рудных полей и месторождений такого типа низкая.

Перспективы прироста запасов золота в регионе связаны с тремя основными направлениями геолого-разведочных работ (ГРП). Первое – это пересчет запасов известных месторождений в связи со снижением технико-экономических кондиций и изменением морфологии рудных тел (от жильных

к штокверковым и жильно-прожилковым) на фоне растущей в последние годы цены на золото. Второе – поиск слабо изученных типов золотого оруденения (золото-сульфидно-кварцевого в кварцсерицит-анкеритовых метасоматитах, мезозойского золото-сульфидно-кварцевого, девонского эпитермального золото-серебряного, кластогенного золота в конгломератах). Третье направление связано с выявлением перекрытых месторождений золота на



основе использования новых методов и большого объема буровых работ.

Одним из слабо изученных типов золотого оруденения для региона является эпитермальное золото-серебряное оруденение, формирование которого связано с девонским этапом тектоно-магматической активизации. В западной части Алтае-Саянской минерагенической провинции (АСМП) известны месторождения и проявления эпитермальной золото-серебряной формации (Новофирсовское, Курьинское, Каларское, Джелсайское) и другие более мелкие объекты (рис. 1).

В настоящей статье приводятся новые минералого-геохимические данные изучения прогнозируемого Каларского рудного поля, полученные в результате опытно-методических работ ЦНИГРИ с использованием материалов поисковых работ СНИИГГиМС и Запсибгеолъемка (АО «Росгеология»). В результате исследований ЦНИГРИ проведена апробация ионно-сорбционного метода поисков на Каларском золото-серебряном проявлении и на его перекрытом рыхлыми отложениями северном фланге.

Золото-серебряное оруденение западной части АССО и Кабурчакского узла

Золото-серебряное оруденение западной части АССО приурочено к ранне-среднедевонским вулканогенно-осадочным породам. В отдельных случаях корневые жильные тела золото-серебряного оруденения встречаются в низезалегающих кембрийских породах, но в непосредственной близости от девонских даек (Алгаинское проявление). Девонские вулканогенно-осадочные породы образуют фрагментированный пояс и слагают несколько разобщенных прогибов и вулканотектонических структур (см. рис. 1). Рудовмещающие ранне-среднедевонские породы представлены эффузивами кислого, среднего и основного составов, туфами и туффитами с прослоями терригенных пород. Среди вулканитов характерно развитие гипабиссальных пород – штоков, даек и силлов кислого и основного составов.

Признаки золото-серебряной минерализации прослеживаются от северо-западного Алтая через Горную Шорию до севера Кузнецкого Алатау [3, 9, 10]. С запада на восток выделяются Курьинский, Кабурчакский, Кувасский, Джелсайский и Палатнинский золото-серебряные рудные узлы. В результате проведенных ранее научно-исследовательских [8, 10] и геолого-разведочных работ показано сходство золото-серебряного оруденения западной части АССО с типовыми эпитермальными объектами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Наименее изучена золото-серебряная минерализация Кузнецкого Алатау (Палатнинский и Кувасский узлы), лучше исследованы Горная Шория и Алтай (Курьинский, Кабурчакский и Джелсайский узлы). На основании имеющихся данных можно предположить наличие в западной части АССО

двух типов золото-серебряного оруденения – низко- (Low) и высокосульфидизированного (High sulfidation). Примером первого является Новофирсовское месторождение [3], второго – проявления Ложковое [2] и, предположительно, Каларское [8].

Анализ научно-исследовательских и геолого-разведочных работ прежних лет по изучению золото-серебряного оруденения АССО свидетельствует о наличии на некоторых объектах повышенного количества рудных минералов либо в рудах, либо во вмещающих гидротермально-метасоматических породах. Именно такие породы с минералами S, As и Sb являются благоприятными объектами для использования ионно-сорбционного метода поисков, разработанного в ЦНИГРИ [4, 6]. Среди изученных золото-серебряных проявлений западной части АССО большое количество сульфидных минералов (до 10–20 %) установлено в пределах Каларского рудного поля Кабурчакского узла.

Кабурчакский золото-серебряный узел, приуроченный к одноименной девонской вулканотектонической структуре в южной части Тельбесского прогиба, выделен при проведении ГМК-500 [7, 9]. Ранне-среднедевонские породы представлены преимущественно вулканогенно-осадочными отложениями учуленско-казанкольского комплекса ($D_{1-2}uk$), прорванными комагматическими интрузивами кистальского граносиенит-гранит-лейкогранитового комплекса (D_1k). Золото-серебряное оруденение парагенетически связано с образованиями учуленско-казанкольского субвулканического комплекса.

В пределах Кабурчакского узла золото-серебряное оруденение установлено на нескольких участках. На них распространены шлиховые потоки золота, барита, малахита, галенита в аллювиальных и делювиальных отложениях, геохимические ореолы и аномалии Au, Ag, Pb, Zn, As, Sb, Hg, зоны сульфидизации, аргиллизитизации и березитизации, пункты минерализации и проявления Au, Ag, Pb (Каларское, Нижнеказское, Патыринское и др.).

Широкое распространение рыхлых глинистых перекрывающих неогеновых и четвертичных отложений мощностью до 20–30 м, иногда до 50 м определяет слабую изученность Кабурчакского узла на золото. Наиболее изучено Каларское рудное поле в северо-восточной части узла с разновозрастным с вулканитами оруденением – $396 \pm 3,8$ млн лет по Ar-Ar данным [8].

В пределах *Каларского золото-серебряного рудного поля* установлены Каларское золото-серебряное проявление и многочисленные геохимические аномалии по первичным и вторичным ореолам рассеяния элементов-спутников золота: серебра, мышьяка, свинца, сурьмы, висмута (рис. 2).

Стратифицированные породы в пределах проявления представляют собой нижние горизонты ниже-среднедевонской толщи (преимущественно эффузивы среднего–основного состава), которая к юго-западу перекрывается кислыми эффузивами

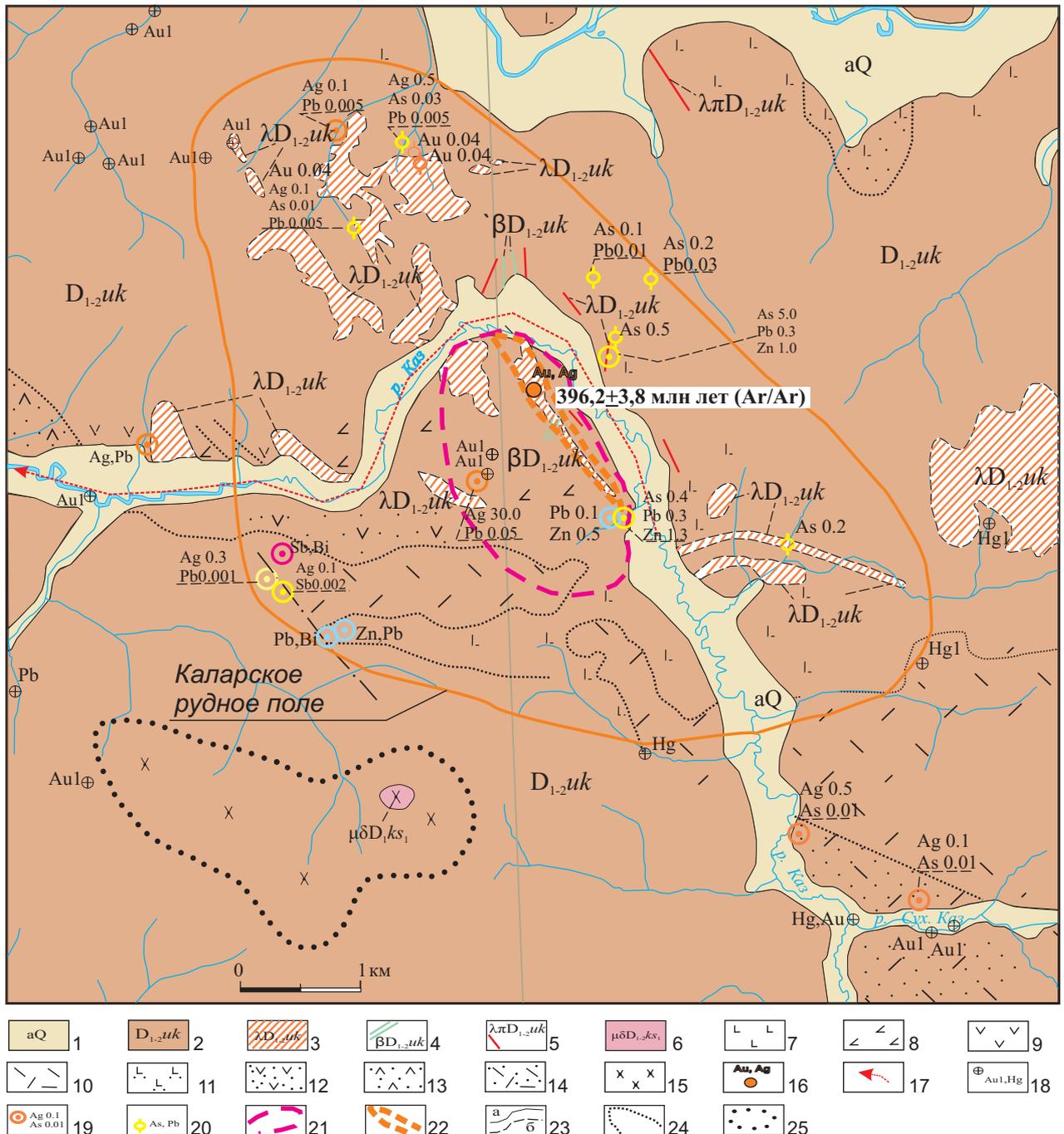


Рис. 2. Обзорная геолого-поисковая схема Каларского золото-серебряного рудного поля

1 – четвертичные аллювиальные долинные и террасовые песчано-глинисто-галечниковые отложения; 2 – ранне-среднедевонские вулканогенно-осадочные породы учуленско-казанкольской последовательности свит; 3–5 – ранне-среднедевонские породы субвулканического учуленско-казанкольского комплекса: 3 – крупные субвулканические тела риолит-порфиров и микрогранитов, 4 – дайки диабазов и базальтовых порфиров, 5 – дайки риолит-порфиров и микрогранитов; 6 – монцодиориты первой фазы кистальского граносиенит-гранит-лейкогранитового комплекса; 7–10 – эффузивы: 7 – основного состава, 8 – основного и среднего, 9 – среднего, 10 – кислого; 11–14 – туфы: 11 – основного состава, 12 – среднего, 13 – туфы смешанного, 14 – кислого; 15 – диориты и монцодиориты; 16 – Каларское проявление; 17 – шлиховые потоки золота в аллювиальных отложениях; 18 – шлиховые пробы с золотом и кинварью; 19–20 – аномалии и ореолы элементов с содержанием Au, Ag (г/т), As, Pb, Sb (%): 19 – первичные, 20 – вторичные; 21 – комплексный вторичный ореол Au, Ag, Pb, Zn, As; 22 – Центральная золотоносная зона; 23–24 – границы: 23 – геологические (а – достоверные, б – предполагаемые), 24 – фациальные; 25 – предполагаемый на глубине контур интрузива кистальского комплекса

верхней части толщи. В составе вулканитов в пределах рудного поля на долю андезитов приходится около 50 %, андезибазальтов – 15 %, базальтов – 8 %, туфов андезитового состава – 15 %, туфов ос-

новного состава – 11 %, туфов кислых вулканитов и туфов смешанного состава – 1 %.

В пределах рудного поля выделено восемь золотоносных зон, представляющих собой интенсив-



но гидротермально измененные породы с золото-серебряной минерализацией мощностью от 5 до 100 м и протяженностью от 100 до 1100 м. Положения золотоносных зон и рудных тел контролируется разнонаправленными разрывными нарушениями, которые под различными углами пересекают вмещающие породы. Верхние части большинства рудных тел окислены до глубины 15–35 м и представлены кавернозными рудами каолинит-серицит-скородит-кварц-гидрогетитового состава. В пределах золотоносных зон по результатам опробования оконтурено 28 рудных тел с содержанием золота от 0,7 до 5,6 г/т, серебра от 0,2 до 570 г/т [1].

Наиболее изученная Центральная золотоносная зона представляет собой вытянутую в северо-западном направлении зону брекчированных аргиллизитизированных и березитизированных пород, приуроченную к дайке дацитовых порфиров учуленско-казанкольского комплекса. Мощность зоны 50–100 м, установленная протяженность около 1100 м. Рудные тела мощностью 1–7 м и протяженностью до 150 м представлены метасоматитами с многочисленными прожилками и жилами, сложенными преимущественно кварцем и рудными минералами. Северное продолжение Центральной зоны перекрывается аллювиальными отложениями р. Каз и четвертичными склоновыми глинистыми отложениями (см. рис. 2).

Минералогия и петрография Центральной зоны

Характерная особенность состава руд и околорудных метасоматитов Каларского проявления – разнообразный минеральный состав. В составе прожилков и жил преобладает кварц, также встречаются серицит, кальцит, доломит, сидерит, анкерит, хлорит, гидрослюда, эпидот, цоизит, лейкоксен, в меньших количествах – актинолит, каолинит, скаполит, флюорит, гранат, турмалин, апатит, тальк [8].

Золото-серебряные руды представляют собой серию сульфидно-кварцевых жил и прожилков среди метасоматически измененных брекчированных вулканитов и субвулканических дацитовых порфиров. По данным ранее проведенных научно-исследовательских и геолого-разведочных работ предполагаются три стадии формирования рудной минерализации: ранняя (золото-арсенопирит-пиритовая), поздняя (серебро-галенитовая) и пострудная (из рудных минералов в небольших количествах содержатся борнит, киноварь, марказит, реальгар, золото). Около 75 % золота связано с золото-арсенопирит-пиритовой ассоциацией. Кроме широко распространенных в рудах пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, халькопирита, встречаются золото, электрум, серебро, марказит, мельниковит, пирротин, леллингит, молибденит, реальгар, киноварь, аргентит, акантит, висмутин, борнит, калаверит, гессит, алтаит, тетрадимит, тетраэдрит, теннантит, буланжерит, барит, алуниит, маухерит, магнетит, гематит [8].

Нами исследованы образцы керн из поисковой скв. С-2, пройденной в северной части Центральной зоны сотрудниками АО «Росгеология». Были изготовлены и изучены шлифы и аншлифы, оставшаяся часть образцов раздроблена и проанализирована методом ICP-MS. Аншлифы из интервалов с повышенными содержаниями золота изучены на сканирующем электронном микроскопе (JSM-6510LV (JeolLtd) с системой микроанализа AZTEC Energy XMax-80) в ИГМ СО РАН.

В результате установлено, что в геохимических пробах с повышенным содержанием Au (>0,2 г/т) отмечается его положительная корреляция – высокая с Ag (0,42), As (0,89), Bi (0,73), Sb (0,51) и значимая с Pb (0,36) (см. таблицу). Объем выборки 22 пробы, критическое значение r_k для 5%-го уровня значимости составляет 0,40, в скобках выше приведены значения коэффициентов парной корреляции элементов.

Изучение керн скв. С-2 позволило выделить такую последовательность смены метасоматических пород (рис. 3):

А – верхняя зона (измененные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы с сохраненной порфировой структурой; вкрапленники плагиоклаза размером до 2–3 мм частично замещены хлоритом и в меньшей степени карбонатом; рудная минерализация 0–3 %);

Б – умеренно измененная зона (измененные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы с сохраненной порфировой структурой; вкрапленники плагиоклаза размером до 3–4 мм замещены серицитом, кварцем, карбонатом, в значительно меньшей степени хлоритом; рудная минерализация 3–5 %);

В – значительно измененная зона (метасоматиты, сложенные серицитом, кварцем, карбонатом; рудная минерализация 3–5 %);

Г – рудная зона (брекчированные породы с густой сетью серицит-кварц-карбонатных жил и прожилков; рудная минерализация до 20–30 %, в редком случае до 65–70 %);

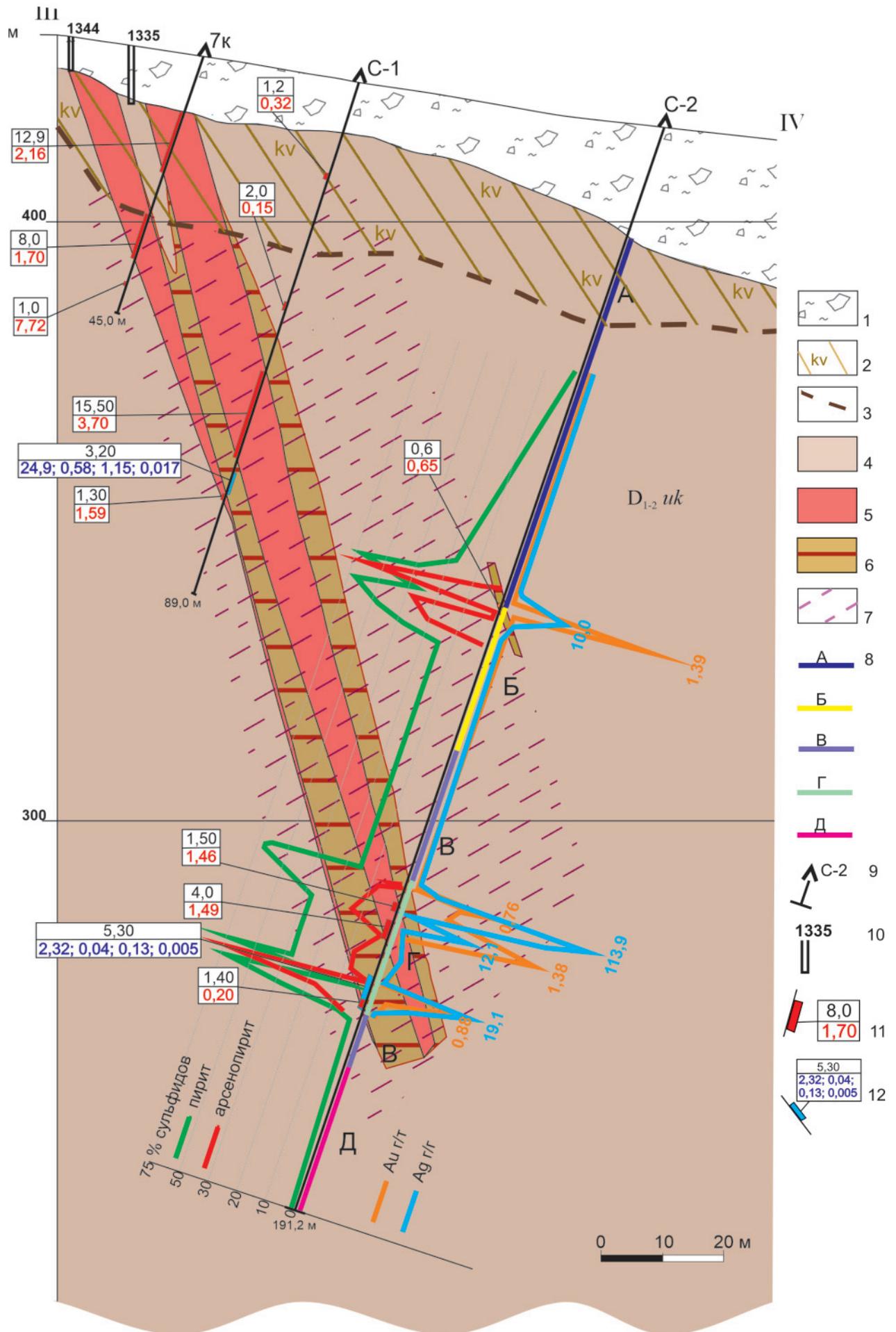
Д – подрудная зона (породы, схожие по составу с породами зоны В, но отличающиеся сохранением первоначальной порфировой структуры; рудная минерализация 3–5 %).

По относительному содержанию сульфидов в метасоматитах выделяются минерализованные, золотоносные зоны и рудные тела.

В минерализованной зоне количество рудных минералов 1–2 % (преимущественно пирит); в золотоносной – 2–5 %: пирит (80–85 %) и арсенопирит (5–10 %), крайне редко отмечаются сфалерит, пирротин (до 5 %). В рудных телах количество сульфидов достигает 5–10 % (иногда 20 %), в редких случаях они образуют маломощные (до 0,5 м) участки сливных руд с количеством сульфидов до 65–75 %. Рудные минералы представлены пиритом (до 50 %), арсенопиритом (до 45 %), редко отмечаются сфале-



№ 3(43) ♦ 2020



Результаты ICP-MS анализа пород и руд Каларского проявления, скв. С-2, массовая доля, $n \cdot 10^{-4}$, %

Номер пробы	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Ag	Cd	Sb	W	Au	Pb	Bi
С-2-43,5	59949	26	22,5	60	>500	909	0,177	>1	5,8	0,54	<0,001	31	0,52
С-2-79,7	43507	14,2	14,2	72	>500	633	0,129	<0,1	6,5	0,67	<0,001	12,9	0,48
С-2-82,5	77078	16,9	15,8	27	164	564	0,089	0,15	8,2	0,37	<0,001	7,2	0,89
С-2-83,6	39130	4,7	9,1	156	87	3476	1,67	0,51	18,6	0,86	<0,001	102	>10
С-2-84,0	>100000	67	13,6	366	366	>10000	10,0	>1	56	<0,1	1,39	315	>10
С-2-84,8	55924	11,7	12,4	175	31	6228	2,41	0,15	23	0,91	0,055	66	>10
С-2-88,0	62617	8,3	15,5	198	375	1657	0,68	<0,1	18,9	0,63	0,0107	24	>10
С-2-90,6	52186	17,0	13,6	42	38	4177	0,31	<0,1	14,3	0,66	0,0103	35	1,22
С-2-132,5	75391	16,5	12,5	118	90	5298	0,38	0,15	24	0,86	0,0145	11,7	5,5
С-2-134,4	87518	18,9	16,5	70	33	4195	1,81	0,21	59	2,2	0,23	45	>10
С-2-134,6	84120	8,0	4,7	21	34	4856	3,57	0,19	37	>10	0,137	419	>10
С-2-135,4	92000	4,3	8,5	43	25	3249	3,21	0,16	49	2,1	0,067	318	7,4
С-2-135,6	>100000	3,1	5,0	586	129	>10000	>30	>1	>200	9,6	0,76	>500	>10
С-2-136,2	>100000	3,3	4,3	207	79	8668	25,6	>1	>200	7,8	0,48	>500	>10
С-2-137,1	91282	7,3	11,0	26	67	4609	2,99	0,46	45	>10	0,35	205	>10
С-2-140,5	>100000	60	14,8	63	67	>10000	12,4	>1	197	>10	1,38	>500	>10
С-2-146,8	28052	8,1	10,6	14,4	77	2713	0,64	<0,1	11,5	0,69	0,058	20	2,6
С-2-151,4	61356	25	9,2	25	>500	1940	2,40	>1	14,6	1,39	0,107	>500	3,2
С-2-152,3	63359	35	8,4	12,2	>500	3495	0,36	>1	12,1	0,55	0,0120	74	1,31
С-2-154,4	>100000	5,0	12,2	232	229	9434	19,1	>1	80	1,98	0,88	>500	>10
С-2-156,3	90906	48	25,1	345	143	720	6,9	0,78	58	1,02	0,028	371	9,4
С-2-157,6	72565	25	7,1	14,9	132	446	0,203	<0,1	5,4	0,91	0,026	22	0,96

рит, халькопирит, пирротин, блеклые руды, висмутин (до 5 %) (см. рис. 3).

При изучении аншлифов из рудного тела с отметки 140,5 м на сканирующем электронном микроскопе были установлены следующие минералы: пирит и арсенопирит (преобладают), сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, висмутин. Впервые на рассматриваемом объекте авторами обнаружены парагуанахуатит $\text{Bi}_2(\text{Se},\text{S})_3$, якульскийит $\text{Pb}_{2+x}\text{Cu}_x(\text{Sb},\text{Bi})_{2-x}\text{S}_5$, $x = 0,15$, козалит $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$, твиннит $\text{Pb}(\text{Sb}_{0,63}\text{As}_{0,37})_2\text{S}_4$, павонит AgBi_3S_5 , арамайолит $\text{Ag}(\text{Sb},\text{Bi})\text{S}_2$, купчикит $\text{Cu}_{3,4}\text{Fe}_{0,6}\text{Bi}_5\text{S}_{10}$, гиссенит $(\text{Cu},\text{Fe})_2\text{Pb}_{26,4}(\text{Bi},\text{Sb})_{19,6}\text{S}_{57}$, тинтинаит $\text{Pb}_{10}\text{Cu}_2(\text{Sb},\text{Bi})_{16}\text{S}_{35}$, слагающие менее 1 % от общего объема сульфидов (рис. 4). В аншлифах из рудных интервалов с повышенным содержанием золота (до 1,39 г/т) не удалось установить самородное золото размерностью более 1 мкм.

Таким образом, особенностью минералогического состава руд является широкое развитие ореолов пиритовой минерализации мощностью 5–100 м,

а внутри них – рудных тел с высоким содержанием рудных минералов (10–20 %, в единичных случаях до 75 %), преимущественно пирита и арсенопирита, а также халькопирита, сфалерита, галенита и блеклых руд. Характерно разнообразие минеральных форм, в том числе широкое распространение сульфидов Pb, Bi, Ag и теллуридов Au, Ag, Pb.

В прежних публикациях [8] были приведены данные по самородному золоту, полученному из бороздовых проб по канавам, вскрывшим окисленные руды. Было установлено тонкодисперсное (менее 0,001 мм) золото пробностью 916–880 ‰ в пирите, лимоните, арсенопирите, скородите, сфалерите.

Нами исследовано золото из шлиховых проб из нижней части делювия над изученной в скв. С-2 Центральной рудной зоной. Золото мелкое, тонкое, размером до 0,4 мм, рудного облика, в сростании с прозрачным кварцем, в единичных случаях с лимонитом. В результате проведенных работ опреде-

Рис. 3. Схема минералогической зональности Каларского проявления по линии разреза III–IV (с использованием материалов АО «Росгеология»)

1 – покровные глинистые и обломочные отложения; 2 – кора выветривания; 3 – граница распространения коры выветривания; 4 – ранне-среднедевонские вулканогенно-осадочные породы учуленско-казанкольской последовательности свит; 5 – золоторудные тела; 6 – золотоносные зоны, выделенные по данным опробования; 7 – зоны околорудных метасоматитов; 8 – зоны метасоматически преобразованных пород, выделенные по скв. С-2 (пояснения см. в тексте); 9 – скважины; 10 – шурфы; 11 – рудные интервалы (в числителе – стволовая мощность, м, в знаменателе – содержание золота, г/т); 12 – содержания серебра (г/т), свинца, цинка, меди (%) по данным химического анализа (в числителе – стволовая мощность, в знаменателе – содержания элементов)

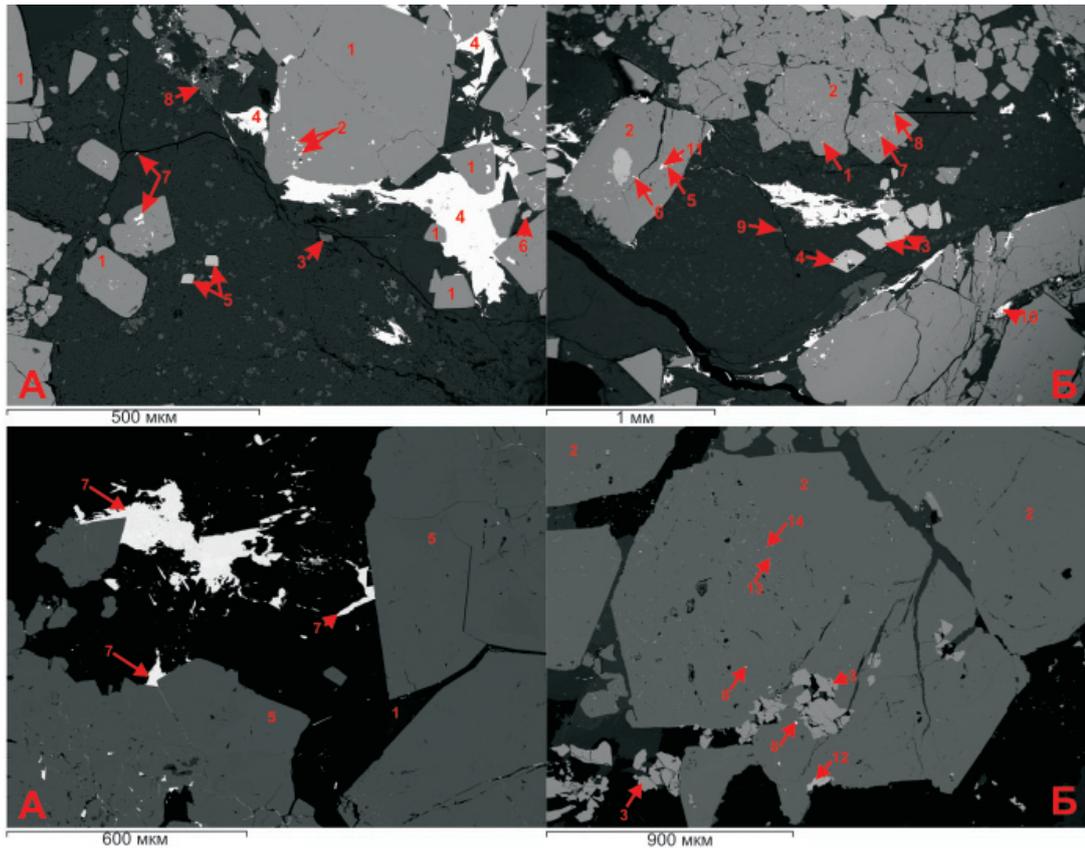


Рис. 4. Микрофотографии аншлифов со сканирующего электронного микроскопа JSM-6510LV (JeolLtd)

А – 1 – пирит, 2 – павонит, 3 – рутил, 4 – висмутин, 5 – арсенопирит, 6 – черчит, 7 – яскольскит, 8 – сидерит, 9 – апатит; Б – 1 – сфалерит, 2 – пирит, 3 – арсенопирит, 4 – висмутин, 5 – арамайолит, 6 – купчикит, 7 – галенит, 8 – козалит, 9 – рутил, 10 – гиссенит, 11 – павонит, 12 – рабдофан, 13 – пирротин, 14 – троилит

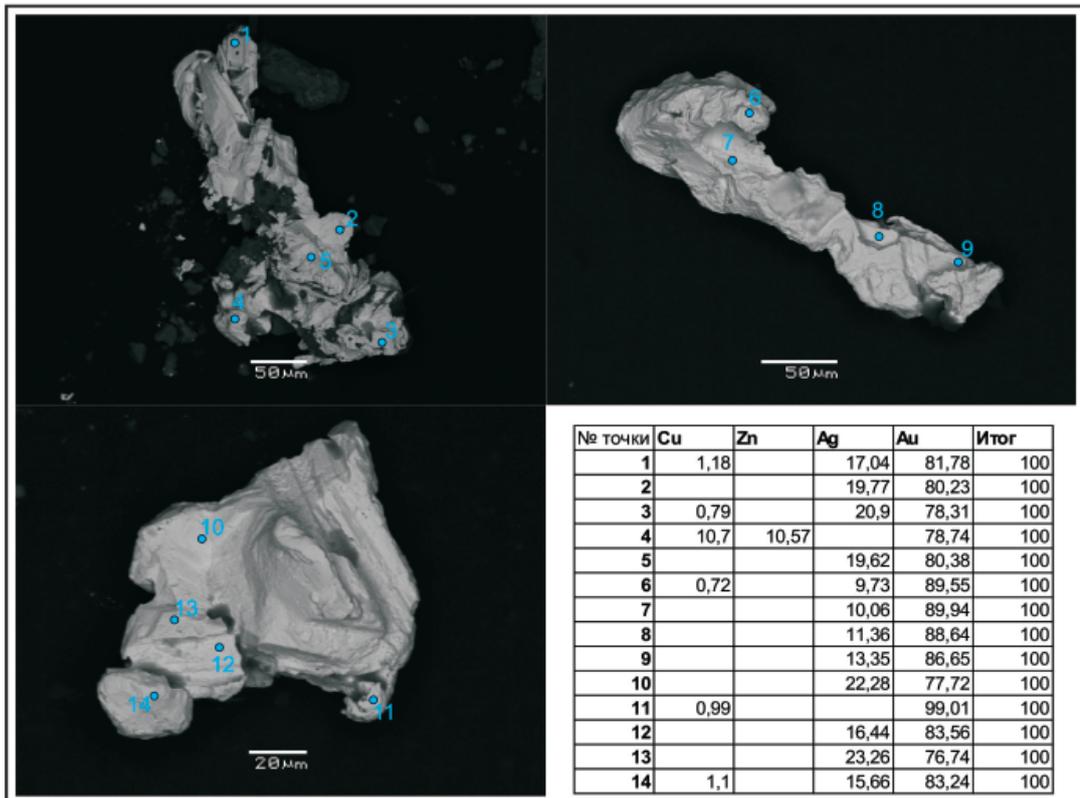
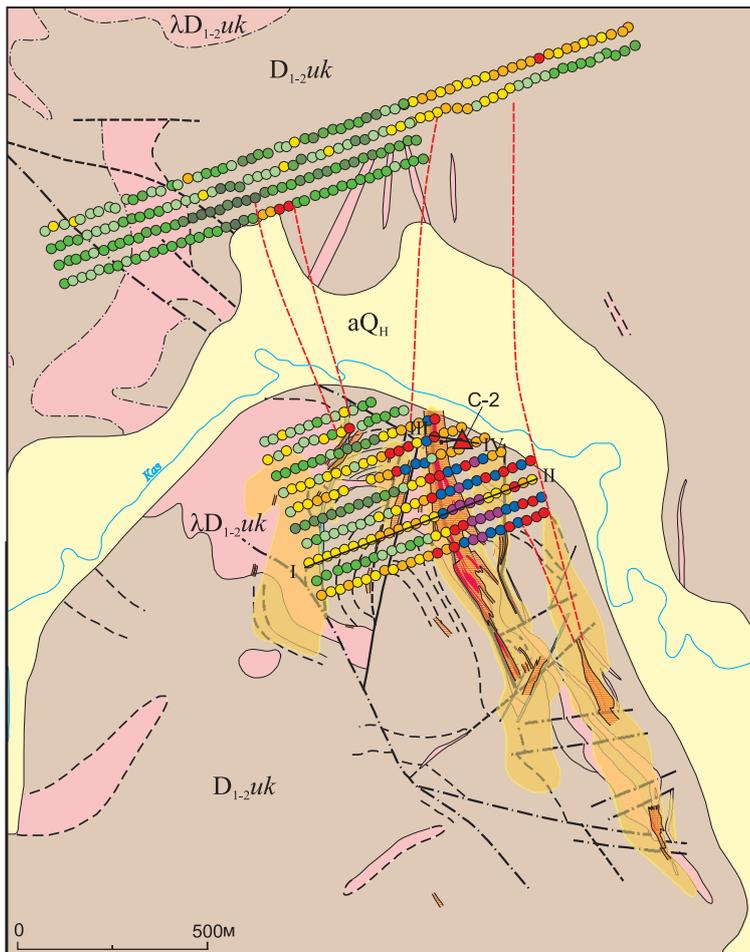


Рис. 5. Микрофотографии золота из делювиальных отложений над Центральной золотоносной зоной



Значения мультипликативного коэффициента ИМС в логарифмической шкале

- 0,000–0,4771
- 0,4772–1,114
- 1,115–1,568
- 1,569–1,919
- 1,920–2,100
- 2,101–2,272
- 2,273–2,498
- 2,499–2,797
- 2,798–3,388
- 3,389–4,058

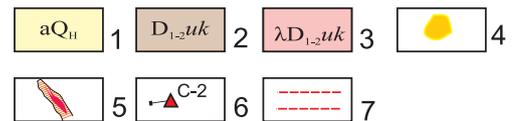


Рис. 6. Схема опробования Каларского участка со значениями мультипликативного показателя

1 – четвертичные отложения; 2 – отложения раннего девона учуленско-казанкольской свиты; 3 – субвулканыты учуленско-казанкольского комплекса; 4 – контуры вторичных аномалий мышьяка, определенные предшественниками; 5 – установленные рудные зоны и тела; 6 – скв. С-2; 7 – предполагаемые продолжения минерализованных зон

лена пробность от 777 до 990 ‰, ее средние значения изменяются от 797 до 886 ‰ (рис. 5).

Ионно-сорбционная методика поисков

Одним из наиболее эффективных методов поисков рудных месторождений в закрытых рудных районах является поиск по вторичным наложенным ореолам рассеяния. Они формируются в результате миграции рудных компонентов (элементов, ионов, газов, микрочастиц минералов) из глубинных источников через толщу перекрывающих отложений к земной поверхности, где частично фиксируются в почвенном покрове. Основная причина связывания компонентов наложенного ореола – сорбция катионов тяжелых металлов разнообразными коллоидами зоны гипергенеза, большая часть которых содержится в почве.

Установление наложенных геохимических аномалий в почвах возможно путем избирательного извлечения в раствор легкоподвижных форм нахождения рудных элементов. Для литохимических поисков «слепых» и погребенных полиметаллических месторождений, перекрытых чехлом молодых осадков, в ЦНИГРИ разработан ионно-сорбционный метод (ИСМ) [5], который хорошо себя зарекомендовал себя при ГРП на Рудном Алтае, Салаире, Енисейском кряже и в Забайкалье [4].

Сущность метода заключается в избирательной способности разбавленного раствора азотной кис-

лоты извлекать катионы из ионообменных, карбонатных, оксидных и органоминеральных форм нахождения элементов в почвенном покрове. Верхний почвенный слой (A_1), обладая высокой дисперсностью, служит прекрасным сорбентом катионов; при взаимодействии почв с разбавленной азотной кислотой катионы замещаются на ион гидроксония (H_3O^+), переводя катионы химических элементов в раствор, который анализируется ICP-MS методом.

Наиболее благоприятные условия для образования вторичных наложенных ореолов рассеяния возникают при гипергенных изменениях существенно сульфидных месторождений, имеющих многокомпонентный состав и относительно высокие кларки концентраций химических элементов в рудах.

Наличие зон сульфидизированных пород с рудными телами с высоким содержанием и большим разнообразием рудных минералов, содержащих S, As, Sb, послужило основанием для изучения возможности использования ионно-сорбционного метода для выявления наложенных ореолов рассеяния над рудными зонами золото-серебряного Каларского проявления.

Методика и результаты применения ионно-сорбционного метода на Каларском рудном поле

Для оценки эффективности применения ионно-сорбционного метода было проведено опробо-

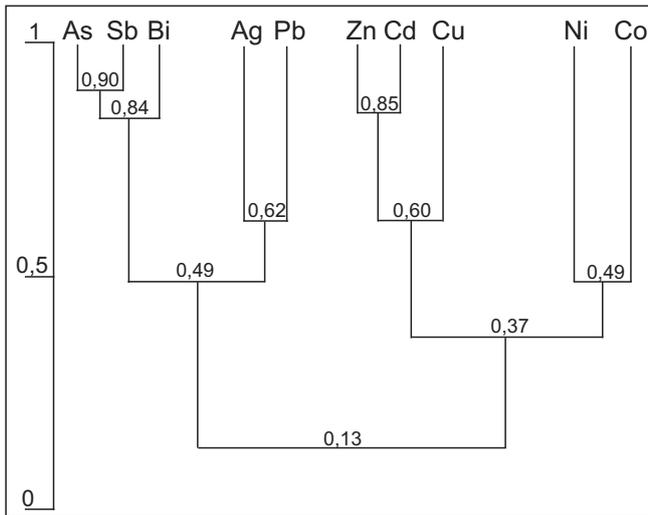


Рис. 7. Дендрограмма корреляционных связей

вание Центральной золотоносной зоны Каларского проявления и ее предполагаемого северного продолжения. Отбор проб производился из продуктов выветривания горных пород при гомогенном характере рыхлых образований. Над указанной зоной вквост простирания пройдено 10 профилей,

на ее северном фланге – еще четыре (рис. 6). Протяженность профилей от 300 до 1000 м, сеть отбора проб (25–50)×100 м. Пробы отбирались из верхнего почвенного горизонта A_1 с глубины 0,10–0,15 м. Начальная масса пробы 200–300 г. Высушенные пробы просеивались через сито 0,07 мм и отправлялись в лабораторию для пробоподготовки и проведения анализа ICP-MS методом.

По природно-климатическим условиям территория Каларского рудного поля относится к горно-таежной зоне. Основу почвенного покрова составляют светло-серые и темно-серые дерново-подзолистые почвы. Для такого типа почв характерно накопление целого ряда элементов в самом верхнем горизонте (A_1) за счет биогенной аккумуляции и минерализации органических веществ. Мощность рыхлых отложений в пределах Каларского проявления составляет первые метры, к северу от него возрастает до 10–15 м. При такой мощности в условиях замедленной современной денудации могут формироваться закрытые с поверхности ореолы рассеяния, для выявления которых требуются новые методические и технические подходы, в частности ионно-сорбционная методика поисков перекрытого оруденения.

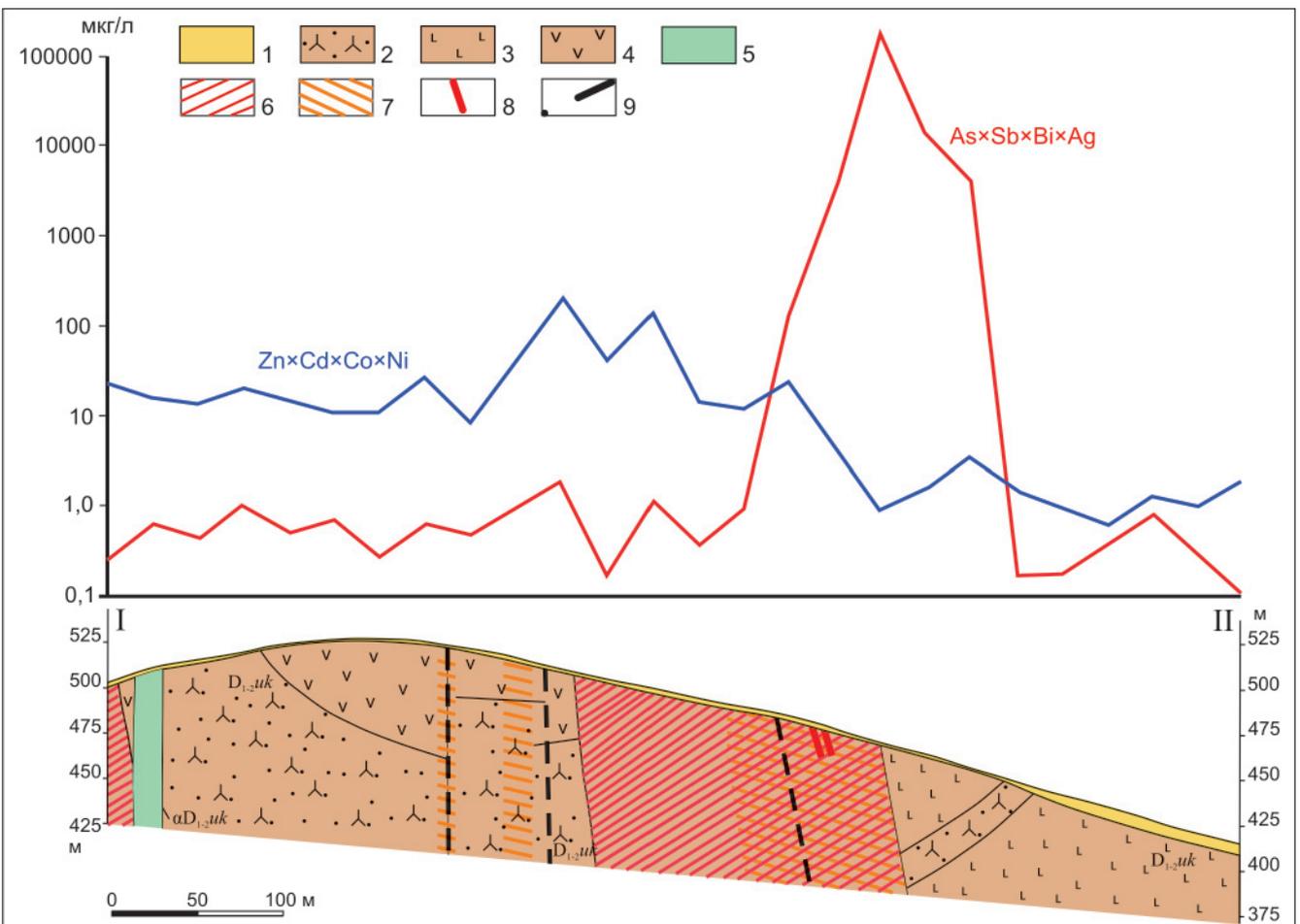


Рис. 8. График распределения мультипликативных показателей продуктивной и ранней ассоциаций элементов по профилю № 12, разрез III Центральной золотоносной зоны Каларского проявления

1 – покровные рыхлые образования; 2 – туфы смешанного состава; 3 – базальтовые порфириты; 4 – андезитовые порфириты; 5 – дайки базальтов и андезитов; 6 – метасоматически преобразованные породы; 7 – золотоносные зоны; 8 – рудные тела, выявленные предшественниками; 9 – разрывные нарушения



Проведенная в пределах Каларского участка ионно-сорбционная съемка позволила выявить вторичные наложенные ореолы рассеяния широкого круга типоморфных элементов (As, Sb, Ag, Pb, Zn, Cd, Cu, Ni, Co), ориентированных по направлению простираения минерализованных зон.

Корреляционный анализ позволил установить сильные корреляционные зависимости между парами типоморфных элементов в наложенных ореолах рассеяния Каларского. Совокупность проявления этих связей представлена графически в виде двумерной дендрограммы (рис. 7). На 5%-ном уровне значимости при критическом значении коэффициента парной корреляции 0,26 выделяются две группы элементов. В первую вошли As, Sb, Bi, Ag, Pb, которые отвечают составу золото-серебряных руд Каларского проявления, во вторую – Cu, Zn, Cd, Co, Ni, отвечающие ранней ассоциации. Данные корреляционного анализа свидетельствуют, что распределение элементов в наложенных ореолах рассеяния может объективно отражать их связь с коренным источником. Это позволяет уже на ранних стадиях поисковых работ давать предварительную оценку выявленных геохимических аномалий по комплексу элементов рудной ассоциации.

Выделенные ассоциации пространственно разобщены. На рис. 8 представлены графики распределения содержаний элементов по профилю 12 Каларского проявления. Для сопоставления между собой ассоциации элементов представлены в виде мультипликативных показателей. Аномалия элементов рудной ассоциации $As \times Sb \times Bi \times Ag$ характеризуется размахом значений $R = \max/\min = 1 \cdot 10^7$, что существенно превышает любые погрешности ICP-MS-анализа, и приурочена к проекции выхода рудных тел на дневную поверхность. Ширина аномалии в 2 раза превосходит мощность минерализованной зоны. Элементы второй группы приурочены к лежащему боку минерализованных зон. Размах значений мультипликативного показателя $Zn \times Cd \times Co \times Ni$ составил $R = \max/\min = 3 \cdot 10^3$.

В закрытых рудных районах при геохимических поисках погребенных месторождений по их наложенным ореолам рассеяния важное значение имеет усиление контрастности слабых аномалий. Простейший метод усиления слабых аномалий, скрытых за уровнем природных и технических помех, – перемножение (мультипликация) содержаний нескольких элементов типоморфного комплекса по точкам съемочной сети.

Для выявления наложенных ореолов рассеяния в северной части Каларского рудного поля, перекрытой рыхлыми отложениями повышенной мощности, использовался мультипликативный показатель $As \times Sb \times Bi \times Ag$, характеризующийся высоким размахом и отвечающий составу рудных тел Каларского проявления. На северном фланге проявления была установлена ранее неизвестная контрастная аномалия $As \times Sb \times Bi \times Ag$ (см. рис. 6). Интерпретация

этих данных позволяет прогнозировать здесь продолжение минерализованных зон Каларского проявления под рыхлыми отложениями мощностью более 10 м на расстояние порядка 1 км.

Результаты проведенных работ подтвердили, что ионно-сорбционным методом фиксируются с поверхности зоны золото-серебряной минерализации, перекрытые чехлом рыхлых молодых отложений мощностью 10–15 м.

Выводы

В западной части АССО выделяются несколько рудных узлов с эпитермальным золото-серебряным оруденением, приуроченным к вулcano-тектоническим структурам, сложенным ранне-среднедевонскими вулcanoгенно-осадочными и гипабиссальными породами. Золото-серебряное оруденение прослеживается от Северного Алтая до севера Кузнецкого Алатау. Оно отличается минеральным составом и характером метасоматических изменений вмещающих пород. Изучение минералогических и геохимических особенностей состава руд и окколорудных метасоматитов Каларского проявления Кабурчакского золото-серебряного узла позволило установить следующие особенности.

Рудоносные метасоматиты представлены березитизированными и аргиллизитизированными дацитовыми порфиритами и андезитами с многочисленными прожилками и жилами преимущественно сульфидно-кварцевого состава. Особенностью минералогического состава руд является широкое развитие ореолов пиритовой минерализации мощностью до 100 м. Внутри ореолов пиритизации выделяются рудные тела с высоким содержанием рудных минералов (10–20 %, в единичных случаях до 75 %), преимущественно пирита и арсенопирита, а также халькопирита, сфалерита, галенита и блеклых руд. Характерно разнообразие минеральных форм, в том числе широкое распространение сульфидов Pb, Bi, Ag и теллуридов Au, Ag, Pb. Нашими исследованиями впервые обнаружены парагунахуатит $Bi_2(Se,S)_3$, яскульскиит $Pb_{2+x}Cu_x(Sb,Bi)_{2-x}S_5$, $x = 0,15$, козалит $Pb_2Bi_2S_5$, твиннит $Pb(Sb_{0.63}As_{0.37})_2S_4$, павонит $AgBi_3S_5$, арамайойт $Ag(Sb,Bi)S_2$, купчикит $Cu_{3.4}Fe_{0.6}Bi_5S_{10}$, гиссенит $(Cu,Fe)_2Pb_{26.4}(Bi,Sb)_{19.6}S_{57}$, тинтинаит $Pb_{10}Cu_2(Sb,Bi)_{16}S_{35}$, слагающие менее 1 % от общего объема сульфидов.

Опытно-методические работы в пределах известной Центральной золотоносной зоны показали высокую эффективность использования ионно-сорбционного метода поисков в условиях большой мощности рыхлых перекрывающих отложений. По результатам проведенной на Каларском участке ионно-сорбционной съемки выявлены вторичные наложенные ореолы рассеяния широкого круга типоморфных элементов (As, Sb, Ag, Pb, Zn, Cd, Cu, Ni, Co). В результате анализа геохимических данных обоснован наиболее эффективный мультипликативный показатель для поисков коренного золото-се-



ребряного оруденения $As \times Sb \times Bi \times Ag$. Использование ионно-сорбционного метода на северном фланге Каларского рудного поля, где широко развиты перекрывающие четвертичные отложения мощностью до 25 м, дало возможность установить комплексную геохимическую аномалию (Ag, As, Cu, Pb, Zn), которая, предположительно, отражает северное продолжение Центральной рудной зоны.

Положительные результаты использования ионно-сорбционного метода на Каларском рудном поле для выявления перекрытого оруденения с повышенным содержанием сульфидных минералов раскрывают новые возможности для поисков аналогичного золото-серебряного оруденения в других девонских вулканоструктурах АССО.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Герашченко А. А.** Анализ минерально-сырьевой базы золота Кемеровской области // Золото Кузбасса. – Кемерово, 2000. – С. 69–234.

2. **Гусев А. И.** Эпитермальное оруденение благородных металлов Горного Алтая и Горной Шории // Изв. ТПУ. – 2005. – Т. 308, № 3. – С. 32–35.

3. **Гусев Н. И., Шокальский С. П., Гусев А. И.** Возраст магматизма (U-Pb, SHRIMP II), контролирующей эпитермальное оруденение Новофирсовского золоторудного узла (Алтай) // Региональная геология и металлогения. – 2011. – № 45. – С. 98–105.

4. **Миляев С. А., Кряжев С. Г., Виленкина Ю. В.** Ионно-сорбционный метод литохимических поисков скрытых полиметаллических месторождений: общие принципы, опыт применения // Руды и металлы. – 2017. – № 2. – С. 60–68.

5. **Патент 2713177** Российская Федерация, МПК G01N33/24, G01V 9/00. Ионно-сорбционный способ литохимических поисков полиметаллических месторождений / С. А. Миляев, С. Г. Кряжев, В. Ю. Виленкина; заявитель и патентообладатель ФГБУ «ЦНИГРИ». – № 2019125891; заявл. 16.08.2019; опублик. 04.02.2020, Бюл. № 4. – 9 с.

6. **Сорбционные** ореолы рассеяния скрытых колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и их поисковое значение / С. А. Миляев, В. В. Кузнецов, В. Б. Чекваидзе, Ю. В. Виленкина // Отечественная геология. – 2015. – № 2. – С. 12–18.

7. **Черных А. И.** Геолого-минералогическое картирование на золото масштаба 1:500 000 северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области (задачи, методики, результаты) // Изв. ТПУ. Сер. «Науки о земле». – 2009. – Т. 314, № 1. – С. 16–22.

8. **Черных А. И., Неволько П. А., Борисенко А. С.** Эпитермальное золотосеребряное оруденение Кабурчакского рудного узла (Горная Шория) – особенности локализации, минералогия и возраст // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2013. – № 3 (15). – С. 76–82.

9. **Черных А. И., Некипелый В. Л., Некипелая С. А.** Геолого-минералогическое картирование

масштаба 1:500 000 западной части Алтае-Саянской складчатой области – основа для оценки ресурсного потенциала рудного золота региона // Матер. IV Междунар. симп. «Золото Сибири: геохимия, технология, экономика». – Красноярск, 2006. – С. 80–81.

10. **Chernykh A. I.** Prediction of epithermal gold-silver mineralization in the Altai-Sayany folded region based on correlation with reference objects of north-western Pacific // Gold of the North Pacific Rim: International geology and mining forum. – Magadan, 2011. – P. 233–234.

REFERENCES

1. Gerashchenko A.A. [Analysis of the mineral-resources base of gold in the Kemerovo region]. *Zoloto Kuzbassa* [Gold Kuzbass]. Kemerovo, 2000, pp. 69–234. (In Russ.).

2. Gusev A.I. [Epithermal ore mineralization of noble metals of Mountain, Rudny Altay and Mountain Shoria]. *Izvestiya Tomskogo Politehnicheskogo Universiteta – Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*, 2005, vol. 308, no. 3, pp. 32–35. (In Russ.).

3. Gusev N.I., Shokalsky S.P., Gusev A.I. [Age of magmatism (U-Pb, SHRIMP II), controlling epithermal mineralization of the Novofirsovsky gold-ore cluster (Altay)]. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*, 2011, no. 45, pp. 98–105. (In Russ.).

4. Milyaev S.A., Kryazhev S.G., Vilenkina Yu.V. [Ion-sorption method of lithochemical prospecting for hidden polymetallic deposits: general principles, experience of use]. *Rudy i metally*, 2017, no. 2, pp. 60–68. (In Russ.).

5. Milyaev S.A., Kryazhev S.G., Vilenkina Yu.V. *Ionno-sorbtsionnyy sposob litokhimicheskikh поисков полиметаллических месторождений* [Ion-sorption method of lithochemical prospecting of polymetallic deposits. Patent 2713177 Russian Federation, IPC G01N33/24, G01V 9/00. Req. 16.08.2019; publ. 04.02.2020]. Bull. no. 4. 9 p. (In Russ.).

6. Milyaev S.A., Kuznetsov V.V., Chekvaidze V.B., Vilenkina Yu.V. [Sorptions haloes of dispersion of hidden pyrite-polymetallic ore deposits of the Altay and the importance of search engine]. *Otechestvennaya geologiya*, 2015, no. 2, pp. 12–18 (In Russ.).

7. Chernykh A.I., Nekipel'yy V.L., Nekipel'aya S.A. [Geological and mineralogical mapping with a scale of 1:500 000 of western part of the Altai-Sayan folded region as the basis for appraisal of resource potential of the lode gold in the region]. *Materialy IV mezhdunarodnogo simpoziuma "Zoloto Sibiri: geokhimiya, tekhnologiya, ekonomika"* [Materials of the 4th International Symposium "Gold of Siberia: Geochemistry, Technology, Economy"]. Krasnoyarsk, 2006, pp. 80–81. (In Russ.).

8. Chernykh A.I., Nevolko P.A., Borisenko A.S. [Epithermal gold-silver mineralization of the Kaburchak ore cluster (Mountain Shoriya) – distribution features, mineralogy and age]. *Geologiya i mineralno-syryevye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2013, no. 3 (15), pp. 76–82. (In Russ.).



9. Chernykh A.I. [Geological and mineralogical mapping for gold with a scale of 1:500 000 of the north-western part of the Altay-Sayan folded region (tasks, methods, results)]. *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta*, 2009, vol. 314, no. 1, pp. 16–22. (In Russ.).

10. Chernykh A.I. Prediction of epithermal gold-silver mineralization in the Altay-Sayany folded region based on correlation with reference objects of north-western Pacific. *Gold of the North Pacific Rim: International Geology and mining forum*. Magadan, 2011, pp. 233–234.

© А. И. Черных, М. П. Брысин, И. В. Арсентьева,
П. Н. Лейбгам, С. А. Миляев, 2020



УДК (552.1+550.4):553.3/.5(571.151)

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД СИНЮХИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

А. И. Гусев¹, Н. И. Гусев²

¹Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет им. В. М. Шукшина, Бийск, Россия; ²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Приведены новые данные по фазовым взаимоотношениям, петрологии и геохимии пород Синюхинского массива и даек одноименного месторождения. Установлено пять фаз внедрения породных типов, формировавшихся в гомодромно-антидромной последовательности. Породы массива отнесены к окисленному типу. В глубинном очаге источником плавления были гранатовые и (в меньшей степени) шпинелевые лерцолиты обогащенного мантийного источника литосферного слэба со степенью частичного плавления от 0,2 до 0,4 и низким давлением. Формирование интрузивных пород массива происходило в постколлизивной обстановке. Флюиды магматитов массива и даек характеризовались высокими парциальными давлениями летучих компонентов (H₂O, Cl, F, CO₂), являвшихся главными переносчиками металлов. В породах проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ W-типа. Зависимости значений последнего и концентраций меди и золота в магматических породах и флюидах определялись различным режимом кислотности и щелочности среды. Месторождение относится к сложному семейству руд медно-золото-скарново-порфинового типа. Это подтверждается наличием в рудном поле, кроме золото-медно-скарнового оруденения, также медно-золото-порфинового типа на участках Черемуховая Сопка и Чир.

Ключевые слова: Горный Алтай, интрузивный магматизм, габбро, диориты, гранодиориты, граниты, монзониты, монцодиориты, тетрадный эффект фракционирования РЗЭ.

PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF INTRUSIVE ROCKS OF THE SINYUKHINSKOYE DEPOSIT (GORNYY ALTAI)

A. I. Gusev¹, N. I. Gusev²

¹V.M.Shukshin Altai State Humanities Pedagogical University, Biysk, Russia; ²A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Russia

New data on phase relationships, petrology and geochemistry of the Sinyukhinskoye rocks and dikes of the same deposit are presented. Five phases of rock intrusions formed in a homodromic-antidromic sequence are found. The Sinyukhinskoye rocks fall in the oxidized type. In the depth, a source of melting was garnet lherzolites, and, to a lesser extent, spinel lherzolites of an enriched mantle source of the lithospheric slab with a degree of partial melting from 0.2 to 0.4 and low pressure. The formation of intrusive rocks of the deposit took place in the post-collisional environment. The magmatite fluids of the massif and dikes were characterized by high partial pressures of such volatile components as H₂O, Cl, F, CO₂, which were the main carriers of metals. The rocks exhibit the tetrad effect of the W-type REE fractionation. The dependences of the values of the latter and the concentrations of copper and gold in igneous rocks and fluids were determined by different regimes of acidity and alkalinity of the medium. The deposit belongs to a complex family of ores of the copper-gold-skarn-porphyry type. In the Cheryomukhovaya Sopka and Chir areas, this is also confirmed by the presence of the copper-gold-porphyry type in the ore field, in addition to the gold-copper-skarn mineralization.

Keywords: Gorny Altai, intrusive magmatism, gabbro, diorite, granodiorite, granite, monzonite, monzodiorite, tetrad effect of REE fractionation.

DOI 10.20403/2078-0575-2020-3-100-109

Горный Алтай локализуется в центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), для которого важнейшее металлогеническое значение имеют месторождения меди и золота (медно-золото-порфировые, медно-золото-скарновые), характерные для герцинского тектоно-магматического цикла [19, 20]. Золото-медно-скарновое Синюхинское месторождение находится в северной его части и приурочено к субширотному поднятию в пределах западной части Кебезенского горста байкало-каледонских островодужных структурно-вещественных комплексов. В тектоническом плане Синюхинское рудное поле контролируется Кульбичско-Кубойской

зоной разломов. Оно приурочено к гравитационному максимуму и резко дифференцированному магнитному полю.

Синюхинское месторождение является интрузивно связанным и относится к средним объектам с запасами золота более 35 т и средним содержанием золота в рудах 9,2 г/т. Средние содержания золота в рудных телах месторождения изменяются в широком диапазоне (от 3,9 до 36,7 г/т), максимальное содержание превышает несколько килограммов на тонну. Концентрации меди в рудах варьируют от 0,4 до 3,7 %. А. Этлингджер и Л. Мейнерт впервые заметили, что Синюхинское месторождение имеет признаки сходства с медно-золото-скарново-пор-

финовым семейством месторождений [9]. Позднее было установлено, что Синюхинский рудный узел действительно перспективен не только на золото-медно-скарновое, но и на медно-золото-порфиоровое и золото-сульфидно-кварцевое оруденение, которое обнаружено на западном и северном флангах Синюхинского рудного поля (Черемуховая Сопка и участок Чир). Это обстоятельство предполагает выявление на глубоких горизонтах и на флангах рудного узла весьма перспективных и крупных по запасам порфиоровых систем.

В Синюхинском рудном узле локализованы Саракочинский габбро-плагиогранитовый (ранний кембрий) и Синюхинский габбро-диорит-тоналит-гранодиорит-гранитовый (ранний девон) массивы, а также небольшие тела габбро-гранитоидного кызыл-ташского (D_2) комплекса и лейкогранитов турочакского (D_1). На месторождении обильны дайки «пестрого» состава, варьирующие по породным типам от долеритов до лейкогранитов и местами в штольнях и скважинах составляющие до 60 % объема.

Изучением магматических пород Синюхинского рудного узла занимались многие исследователи [2, 6, 10]. Цель исследования – уточнить временную последовательность формирования фаз внедрения, петрологию и геохимию главного рудогенерирующего Синюхинского массива и сопровождающих его даек.

Методы исследований

Лабораторные анализы – силикатный на главные компоненты и ICP-MS – выполнялись в лаборатории ИМГРЭ (Москва); определения редких элементов в горных породах проведены эмиссионной спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре «OPTIMA-4300», для Cu, Zn, Pb, Li – методом ISP-AES и атомно-абсорбционное определение золота – из отдельной навески (Москва).

Геологическая характеристика интрузивных образований Синюхинского рудного поля

Ранее монцодиориты и монцониты Синюхинского массива относились ко второй фазе внедрения [3]. Однако в 2018 г. к северу от участка Рудная Сопка среди монцодиоритов нами встречено несколько тел гранодиоритов. Контакты указанных породных типов свидетельствуют о более позднем образовании монцодиоритов. Они воздействуют на гранодиориты в виде перекристаллизации, эпидотизации и хлоритизации. Ширина воздействия измеряется несколькими метрами, иногда до 12 м. Нередко к контакту приурочены жилы кварца с анкеритом и сульфидами (пирит, халькопирит) мощностью 20–40 см. В 2020 г. вблизи Ыныргинского участка одноименного сателлитного массива обнаружено секущее тело монцодиоритов, приуроченное к разлому среди гранодиоритов и гранитов. Таким образом, нами получены новые данные по

взаимоотношениям пород и становлению ранних фаз (от габбро до гранита) Синюхинского массива. Последний на ранних стадиях формировался из дериринов нормальной известково-щелочной серии расплавов: 1) габбро, диориты; 2) кварцевые диориты, умеренно-щелочные гранодиориты, тоналиты; 3) меланограниты, граниты; 4) лейкограниты). В 5-ю фазу внедрились породы повышенной щелочности (монцодиориты, монцониты). В целом магматический цикл для Синюхинского массива имеет гомодромно-антидромный характер.

Для решения возникшей проблемы изучены некоторые магматические образования, преимущественно в северной, центральной и северо-западных частях рудного поля. Монцодиориты и гранитоиды Синюхинского массива были изучены и опробованы в верховьях Лога Широкого и руч. Русановского. Западнее Лога Широкого обследованы граниты Цыганского массива кызыл-ташского комплекса, прорывающие кварцевые диориты, монцодиориты, монцониты и гранодиориты Синюхинского массива. В карьере Западного участка Синюхинского рудного поля изучены и опробованы золото-медно-скарновые образования и прорывающие их дайки (рис. 1).

Петро-геохимические особенности породных типов Синюхинского массива и даек

Петрографическая характеристика пород Синюхинского рудного поля изучена ранее [3]. Определения абсолютного возраста пород Синюхинского массива дали от 441 до 398,6 млн лет [3]. Представительные анализы пород Синюхинского массива и даек приведены в таблице.

По соотношениям основных петрогенных компонентов породы Синюхинского массива и даек относятся к метаалюминиевому и магнезиальному типам (рис. 2).

Соотношение K_2O/Na_2O в породах Синюхинского массива демонстрирует известково-щелочной уклон для ранних фаз его становления на этапе гомодромной последовательности и шошонитовый – на антидромном этапе (рис. 3). К шошонитовой серии пород относятся и дайки монцодиоритов и монцонитов.

На спайдер-диаграмме в некоторых породных типах фиксируются негативные аномалии по тербию и эрбию и позитивная – по тулию. Концентрации европия близки к хондритовым, на диаграмме не проявлена европиевая аномалия (рис. 4). В целом график распределения РЗЭ имеет изрезанный характер, свидетельствующий о значительной дифференциации редкоземельных элементов в породах.

Интерпретация полученных результатов

Ранее было установлено, что гранитоиды Синюхинского массива относятся к окисленному I типу Sr-недеплецированному, Y-деплецированному [2]. Формирование таких гранитоидов предполагает верхнемантийный источник. Подобные магмы вы-

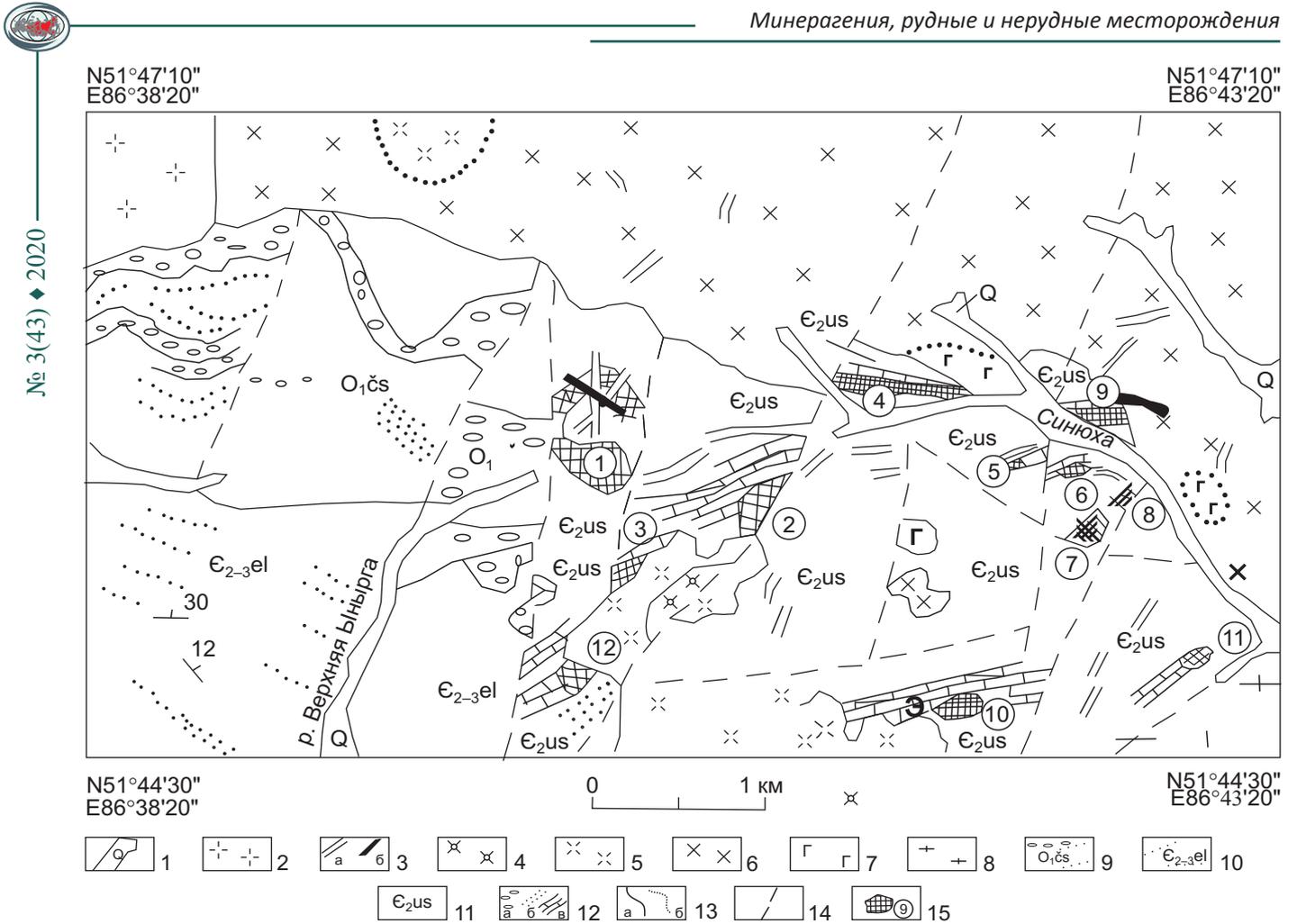


Рис. 1. Геологическая схема Синюхинского рудного поля

1 – неразделенные отложения квартера; 2 – граниты Цыганского массива кызыл-ташского комплекса (D_3); 3 – дайки основного и среднего состава; 4–7 – Синюхинский массив: 4 – монцодиориты, монциты, 5 – гранодиориты, тоналиты, 6 – диориты, кварцевые диориты, 7 – габбро; 8 – плагиограниты Саракокшинского массива (E_2); 9 – молассоиды чойской свиты (O_1cs); 10 – флишоиды еландинской свиты (E_{2-3el}); 11 – вулканогенные и осадочные отложения усть-семиинской свиты (E_{2us}); 12 – литология осадочных отложений: а – конгломераты и гравелиты, б – песчаники и алевролиты, в – известняки; 13 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 14 – разрывные нарушения; 15 – рудные участки и их номера: 1 – Западный, 2 – Ыныргинский, 3 – Первый Рудный, 4 – Западно-Файфановский, 5 – Файфановский, 6 – Новый, 7 – Нижний, 8 – Түшкенецкий, 9 – Горбуновский

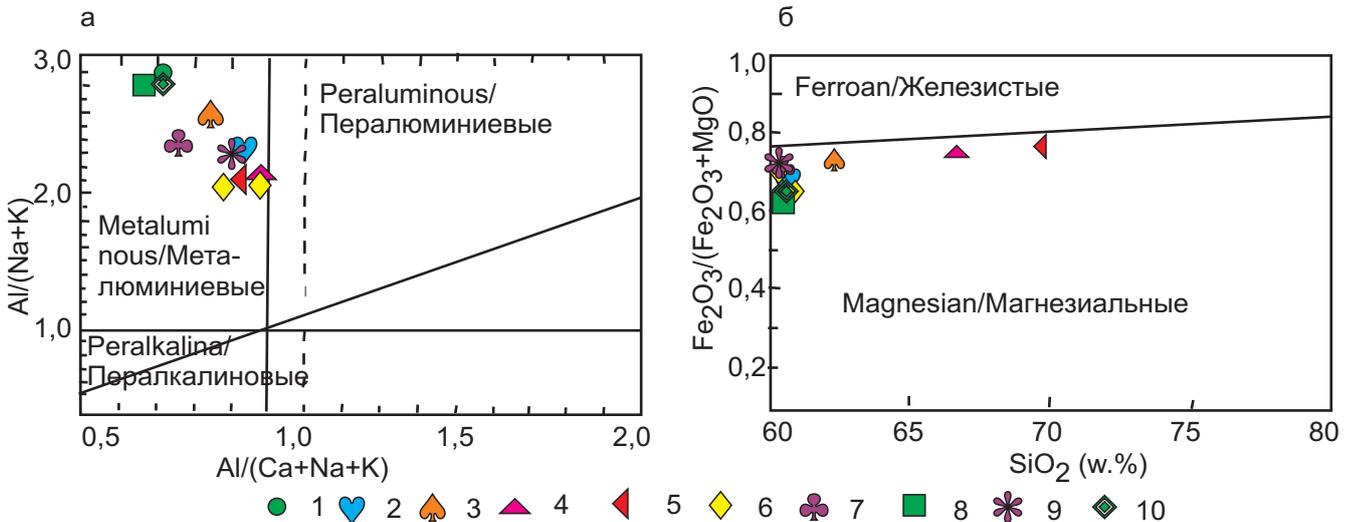


Рис. 2. Диаграммы $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) - Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (а) по [15] и $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO) - SiO_2$ (б) по [23] для пород Синюхинского массива и даек

1 – габбро; 2 – кварцевый диорит; 3 – тоналит; 4 – гранодиорит; 5 – гранит-порфир; 6 – монцодиорит; 7 – монцит; дайки: 8 – трахидолерита, 9 – трахиандезита, 10 – авгитового микродолерита



Химические составы основных разновидностей пород Синюхинского массива и даек
(оксиды – мас. %, элементы – г/т, Au – мг/т)

Компонент	Порода										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	50,16	56,84	62,69	66,34	69,88	54,59	53,83	57,1	51,1	53,12	50,5
TiO ₂	1,11	1,12	0,58	0,65	0,42	1,32	1,25	0,95	1,29	1,3	1,4
Al ₂ O ₃	16,60	15,12	15,54	14,10	13,87	15,53	16,0	16,43	16,11	16,6	16,7
Fe ₂ O ₃	5,27	4,98	3,78	2,22	1,84	6,42	6,6	4,5	5,1	4,82	5,34
FeO	5,78	2,82	2,99	3,11	2,07	2,71	2,9	4,1	5,4	5,1	5,72
MnO	0,17	0,21	0,13	0,09	0,08	0,19	0,16	0,1	0,2	0,05	0,2
MgO	5,62	3,76	2,11	1,83	1,02	4,12	4,04	3,5	6,1	3,9	5,8
CaO	9,75	6,24	5,04	2,76	2,13	6,96	6,7	4,6	8,6	6,4	8,1
Na ₂ O	2,9	3,71	4,12	3,53	3,86	4,37	4,53	4,8	3,75	6,02	3,75
K ₂ O	0,94	2,43	1,28	2,87	2,76	2,84	2,94	2,6	1,7	2,93	1,25
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,17	0,13	0,14	0,33	0,2	0,2	0,24	0,39	0,3
П.п.п	0,52	1,57	1,05	1,14	0,73	1,04	0,58	1,4	0,6	0,91	1,2
Сумма	100,02	98,99	99,79	98,77	99,80	100,42	99,75	100,3	99,8	99,7	99,9
Cr	75,2	47	101	44	36,6	49	54	43	120	38	220
Zr	50,9	65,4	64,6	63,7	62,0	65,6	77	151	101	140	46
Sr	516	520	558	331	193	414	442	330	520	480	80
Ba	323	322	450	190	390	327	361	550	370	265	45
Rb	26,9	40	55,4	60	80,6	42	49	72	41	26	44
Y	26,7	25	37,2	30	24,5	26	32	35	32	46	4,2
Nb	25,7	11	11,6	10	25,1	10	12	13	15	8	26
Ta	0,5	0,71	0,68	0,63	0,9	0,62	0,7	0,71	0,72	0,2	1,8
Ni	48,9	46	81,8	65	9,8	35	42	27	18	21	30
Co	17,6	34	23,6	46	3,1	21	26	26	50	22	29
Cu	50,7	46	52,4	137	41,7	82	92	460	58	43	54
V	82,5	107	117	79	22,5	76	89	140	165	226	310
Sc	37,4	16	17,9	11	7,3	11	15	22	31	21	43
Hf	1,41	2,19	2,20	2,21	2,32	2,16	2,22	2,1	3,1	2,2	1,1
Au	191	105	134	213	128	204	132	213	120	121	85
La	40,1	35,4	35,1	21,3	19,2	36,8	38,5	41,1	9,48	10,7	7,8
Ce	70,3	67,3	55,3	28,6	26,2	88,6	90,5	70,4	21,46	24,5	12,9
Pr	4,34	6,1	4,5	3,6	2,3	6,4	6,6	4,3	2,8	4,45	2,78
Nd	38,2	44,2	23,1	8,4	6,4	48,3	49,5	39,1	13,25	19,2	8,7
Sm	8,1	4,1	4,3	1,5	1,5	2,7	3,3	8,2	3,4	4,9	4,3
Eu	2,4	2,5	2,6	0,8	0,7	2,2	1,9	2,5	1,13	1,24	1,5
Gd	6,3	5,1	4,8	5,0	4,9	5,2	5,6	6,4	3,4	4,2	4,4
Tb	0,1	0,1	0,4	0,4	0,3	0,2	0,5	0,11	0,58	0,76	0,76
Dy	4,5	3,3	3,4	1,3	1,5	3,1	3,4	4,6	2,95	4,95	3,7
Ho	0,8	0,5	0,6	0,7	0,6	0,5	0,7	0,78	0,66	1,04	0,67
Er	1,6	1,3	0,7	0,9	0,4	1,2	1,6	1,65	1,76	3,03	1,8
Tm	0,1	0,6	0,6	0,9	0,8	1,1	1,4	1,5	0,21	0,35	0,17
Yb	1,3	1,7	1,7	1,2	1,3	1,6	1,66	1,23	0,9	2,7	0,97
Lu	0,3	0,5	0,6	1,0	1,1	0,4	0,47	0,32	0,1	0,34	0,06
Li	12	21	18	20	23	17	16	20	34	38	11
Cs	0,5	0,5	0,5	1,6	1,8	0,6	0,6	0,7	0,5	0,5	0,3
U	2,8	3,0	2,9	3,1	4,1	3,2	3,1	3,3	4,3	4,5	2,1
Th	4,6	5,2	5,1	7,2	8,3	5,8	6,0	5,9	6,2	7,8	4,2
Be	1,1	2,1	2,4	4,5	6,9	2,8	3,1	3,8	1,2	2,8	1,0
ΣREE	205,1	197,7	174,9	105,6	91,7	224,3	237,6	217,2	94,1	128,4	61,01
(La/Yb) _N	21,0	14,09	13,97	12,1	10,03	15,7	15,8	22,8	7,1	2,68	5,48
Eu/Eu*	0,99	1,66	1,74	0,81	0,71	1,76	1,34	1,01	1,0	0,81	1,04

Компонент	Порода										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
TE _{1,3}	0,48	0,77	0,75	0,74	0,7	0,67	0,75	0,46	0,96	1,02	1,04
Sr/Y	19,3	20,8	14,2	11,0	7,9	15,9	13,8	9,4	16,2	10,4	19,0

Примечания. N – элементы нормированы по [16]. $Eu^* = (Sm_N + Gd_N) / 2$. TE_{1,3} – тетрадный эффект фракционирования РЭЭ (среднее между первой и третьей тетрадами) по [13]. Породы: 1 – габбро, 2 – кварцевый диорит, 3 – тоналит, 4 – гранодиорит, 5 – гранит-порфир, 6, 7 – монцодиориты, 8 – монцонит; дайки: 9 – трахидолерита, 10 – трахиандезита, 11 – авгитового микродолерита.

№ 3(43) ♦ 2020

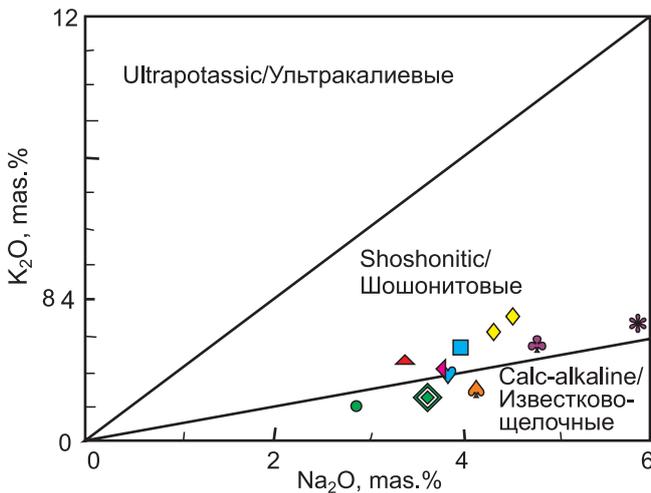


Рис. 3. Диаграмма K₂O – Na₂O по для интрузивных пород Синюхинского рудного поля

Усл. обозн. см. на рис. 2

плавляются из источника, обогащенного гранатом, что подтверждается их деплетированностью на иттрий. Низкие отношения Sr/Y (7,9–20,8), и умеренные $(La/Yb)_N$ (10,03–22,), а также наличие HREEs, Y, Sc указывают, что их мантийный источник при плавлении не имел остаточного граната и частичное плавление литосферной мантии происходило при относительно низких давлениях. Этот же вывод подтверждает экспериментальная диаграмма соотношений по [17] $Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + MgO + TiO_2) - Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$, на которой все составы породных типов попадают на кривую плавления при низком давлении – 3–5 кбар (рис. 5) [17].

На другой экспериментальной диаграмме, позволяющей реставрировать источник мантийного плавления для родоначальных расплавов, видно, что породные типы Синюхинского массива и сопровождающих даек трахитоидов тяготеют к трендам плавления гранатового лерцолита и в меньшей степени шпинелевого лерцолита обогащенного мантийного источника со степенью частичного плавления от 0,2 до 0,4 (рис. 6). Для даек авгитовых микродолеритов источником плавления были гранатовые лерцолиты деплетированного мантийного источника. Приведенные данные указывают на плавление гетерогенного мантийного источника.

Ранее по изотопным данным стронция и неодима породы рудного поля также были отнесены к мантийным образованиям [3].

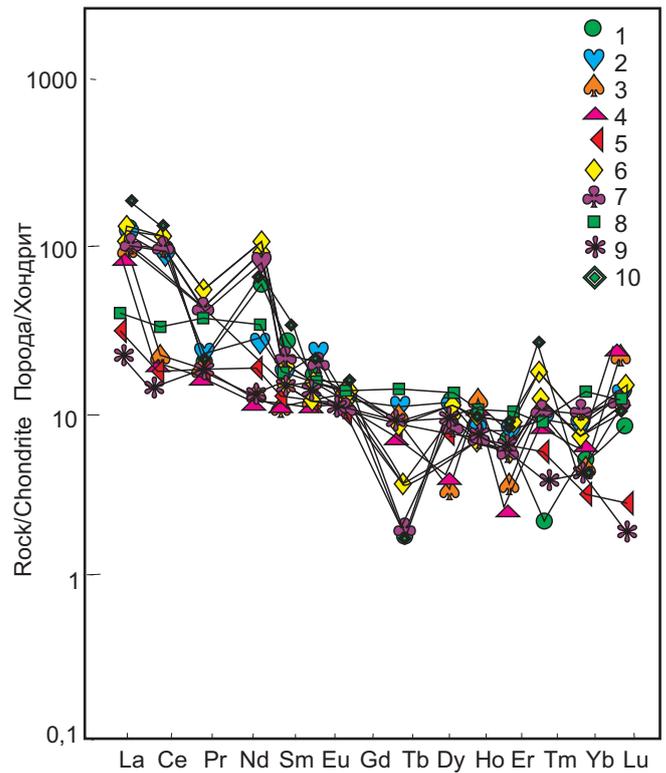


Рис. 4. Спайдер-диаграмма распределения редкоземельных элементов в интрузивных породах Синюхинского рудного поля

Усл. обозн. см. на рис. 2

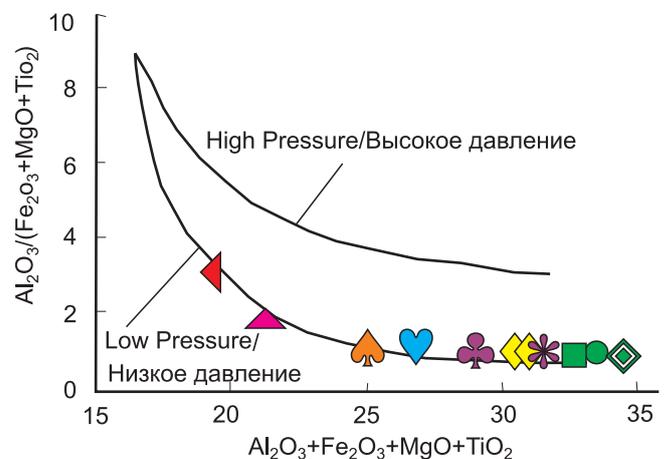


Рис. 5. Экспериментальная диаграмма $Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + MgO + TiO_2) - Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$ по [17] для пород Синюхинского рудного поля

Усл. обозн. см. на рис. 2

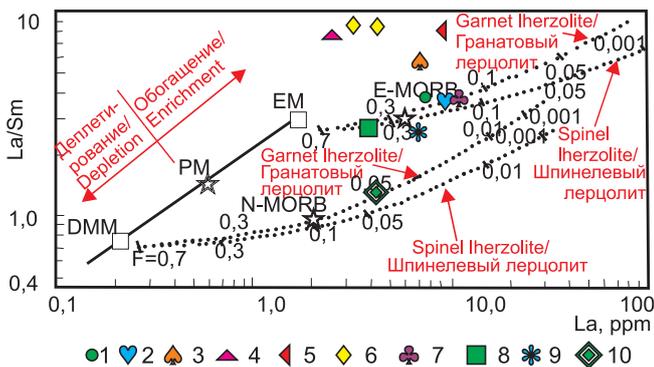


Рис. 6. Диаграмма La/Sm – La по [18] для пород Синюхинского рудного поля

DMM – деплетированный мантийный источник MORB; PM – примитивная мантия; EM – обогащенный мантийный источник, $R = \max/\min = 1 \cdot 10^7$; E-MORB – и N-MORB – составы обогащенных (E) и нормальных (N), базальтов срединно-океанических хребтов; точечные линии – тренды плавления источников DMM (деплетированная метасоматизированная мантия) и EM (обогащенная мантия), засечки с цифрами на точечных линиях – степень частичного плавления для соответствующих мантийных источников; остальные усл. обозн. см. на рис. 2

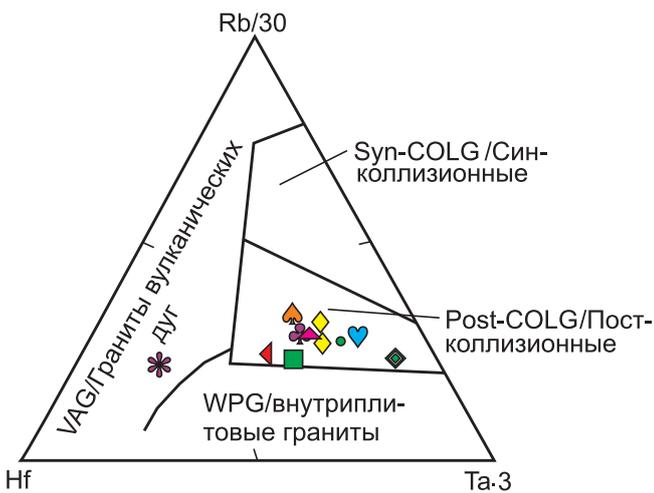


Рис. 7. Дискриминационная диаграмма Rb – Hf – Ta для интрузивных пород Синюхинского рудного поля
Усл. обозн. см. на рис. 2

В последнее время большинство исследователей относят магматиты Синюхинского массива к раннедевонскому возрасту, а геодинамическую обстановку формирования интрузивного магматизма этого возраста интерпретируют как активную континентальную окраину андийского типа [4]. Однако наши новые данные свидетельствуют о пролонгированном характере становления массива от раннего силура до раннего девона (от 441 до 398,6 млн лет) и сложной гомодромно-антидромной последовательности его формирования, что позволяет уточнить и его геодинамическую интерпретацию.

Для определения геодинамической обстановки формирования интрузивных пород воспользуемся микроэлементами, наименее подвижными в процессе наложенных вторичных изменений. Таким условиям отвечает дискриминационная диаграмма Х. Харриса и др. [12] (рис. 7).

Все породные типы рудного поля за исключением дайки трахиандезита попадают в поле постколлизийной обстановки.

Указывается, что для некоторых регионов наиболее характерными интрузиями постколлизийных обстановок являются монцониовые и шошонитовые серии [14].

По данным Р. Силлитоу [21], около 20 % крупных золоторудных месторождений ассоциированы

с шошонитовыми и щелочными породами, которые превышают 3 % объема циркум-тихоокеанских изверженных пород. Он считает ассоциацию золотых месторождений и калиевых изверженных пород одним из четырех критериев, благоприятствующих образованию порфировых и эпитермальных золотообогащенных месторождений мирового класса в Циркум-Тихоокеанском регионе и связывает эту ассоциацию с частичным плавлением литосферного слэба в мантии, где происходит окисление сульфидов и высвобождение золота [21].

Во всех породах Синюхинского массива наблюдается геохимическая специализация на медь и золото. При этом концентрации меди в породах превышают среднее значение в мантии (30 г/т), а в некоторых пробах и в хондритах даже 112 г/т, варьируя от 41,7 до 460 г/т. Это подтверждает происхождение рудогенерирующей магмы из Cu-обогащенного источника [7]. Установлено, что окисленные интрузии (в том числе и Синюхинский массив), с которыми ассоциируют порфировые медно-золотые месторождения, имеют отношения $Eu/Eu^* \geq 1$ [11].

Ранее нами было установлено, что породные типы изучаемого массива характеризуются аномальными параметрами флюидного режима, для которого характерны повышенные концентрации, парциальные давления и активности таких летучих компонентов, как H_2O , Cl, F, CO_2 , являвшихся главными переносчиками золота во флюидах [2]. В породах массива проявлен тетрадный эффект фракционирования (ТЭФ) РЗЭ W-типа 0,46–0,77 (см. таблицу), что обусловлено флюидным режимом на магматическом этапе. Обычно этот эффект вызывается существенно водными флюидами с большим парциальным давлением Cl, CO_2 .

На диаграмме, отражающей зависимость содержания золота в породах и значений ТЭФ РЗЭ W-типа, наблюдается увеличение ТЭФ РЗЭ и повышение концентраций золота (рис. 8). При этом четко видно, что увеличение содержания золота происходит в монцониоидных породах.

Обратная картина наблюдается для меди. С увеличением ТЭФ РЗЭ W-типа уменьшаются концентрации меди в породных типах (рис. 9). Максимальные значения ТЭФ РЗЭ W-типа характерны для габброидов и авгитовых микродолеритов, а концентрации меди – для монцониоидов. Следует отметить, что

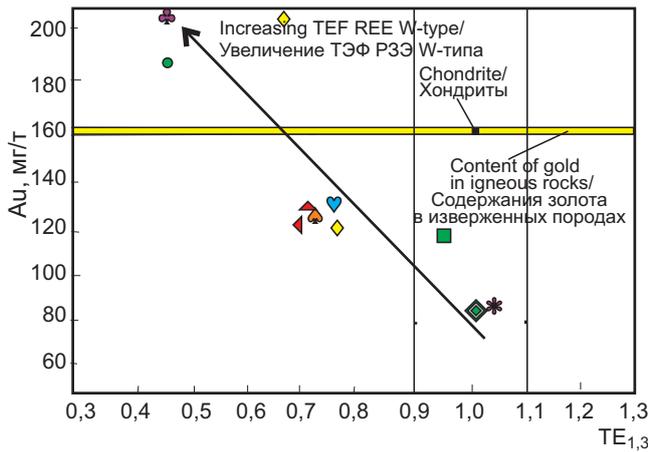


Рис. 8. Диаграмма Au – TE_{1,3} для интрузивных пород Синюхинского рудного поля

Желтое поле – концентрации золота в магматических породах по [1]; содержания золота в хондритах по [8]; остальные усл. обозн. см. на рис. 2

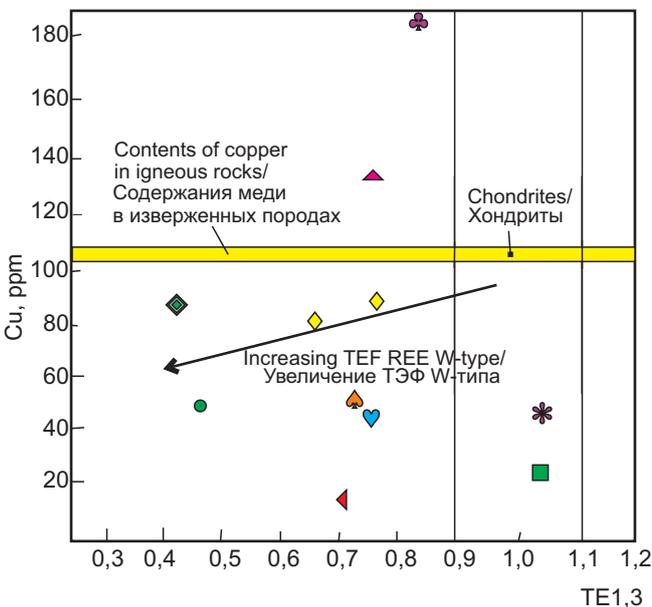


Рис. 9. Диаграмма Cu – TE_{1,3} по для интрузивных пород Синюхинского рудного поля

Желтое поле показывает концентрации меди в магматических породах по [1]; содержания меди в хондритах по [8]; остальные усл. обозн. см. на рис. 2

в рудных залежах Синюхинского месторождения медная минерализация (борнит, халькозин, халькопирит) отлагалась раньше золота и нередко максимумы концентраций меди и золота не совпадают.

На диаграмме Eu/Eu* – TE_{1,3} наблюдается слабое уменьшение значений Eu/Eu* с увеличением ТЭФ РЭЭ W-типа (рис. 10). Согласно рядам кислотности – щелочности элементов по [5] для спектра элементов Sm, Gd, Eu в водно-сероводородных растворах при стандартных условиях соответствует повышению щелочности среды. Таким условиям близко поведение меди для породных типов Синюхинского рудного поля (см. рис. 9). Следовательно, тренд увеличения содержания золота в породах будет соответствовать увеличению кислотности среды. Таким

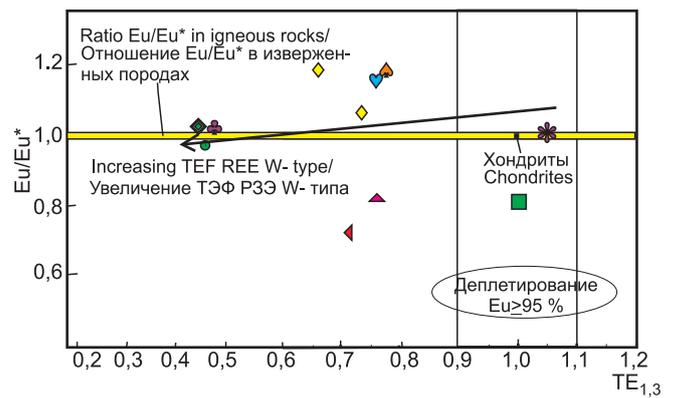


Рис. 10. Диаграмма Eu/Eu* – TE_{1,3} по для интрузивных пород Синюхинского рудного поля

Желтое поле показывает отношения Eu/Eu* в магматических породах по [1]; остальные усл. обозн. см. на рис. 2

образом, для меди и золота в магматических породах и флюидах были различные условия кислотности и щелочности среды. Минералогическое подтверждение более поздней кристаллизации золота относительно меди приведено в работе [2]. Золото предпочтительно ассоциирует с теллуридами и накладывается на сульфидные ассоциации.

Синюхинское рудное поле располагается в средней части Центрально-Азиатского складчатого пояса, металлогения которого на девон-каменноугольном этапе формирования определялась глубинными очагами вулканоплутонических комплексов (ВПК), а не только интрузивной составляющей. С комплексными ВПК на площади ЦАСП пространственно и парагенетически связаны совмещенные рудные объекты золота нескольких типов, образующих своеобразные рудные семейства:

- медно-золото-скарново-порфировое (Синюхинское золото-медно-скарновое и медно-золото-порфировое месторождение в Горном Алтае; медно-золото-порфировое Ою-Толгой в Монголии, золото-медно-порфировые Алмалык в Узбекистане, Коунрад в Казахстане) [19, 22];

- медно-золото-серебряное порфирово-эпитермальное (эпитермальные золото-серебряные месторождения Наурызбай и Сымбыл в Казахстане; эпитермальные золото-теллуридные Кайрагач и Кочбулак в Узбекистане, для которых прогнозируется и золото-порфировое оруденение; эпитермальные золото-серебряные Сурич, Тьдугем и Красноярское в Горном Алтае; Южно-Коксаирское золото-серебряное эпитермальное в Горном Алтае, ассоциирует с золото-порфировым оруденением);

- колчеданно-полиметаллически-золото-серебряное эпитермальное (колчеданно-полиметаллические обогащенные золотом Змеиногорское, Золотушинское, Риддер-Сокольное месторождения и эпитермальное золото-серебряное Черепановское в Рудном Алтае).

Многие из перечисленных месторождений относятся к объектам мирового класса. Некоторые перспективны не только на основное известное

в настоящее время оруденение, но и на сопутствующие типы, выявляемые по зональности оруденения. К таким перспективным металлогеническим таксонам можно отнести и области распространения девонских вулкано-плутонических поясов в Горном Алтае, где в последнее время открыто несколько эпитермальных золото-серебряных месторождений. В последних имеются и проявления золото-порфирирового типа, которые могут формировать весьма крупные объекты по запасам. В Рудном Алтае помимо преобладающего колчеданно-полиметаллического, обогащенного золотом типа оруденения и эпитермального золото-серебряного нами обнаружено несколько объектов, совмещающих колчеданно-полиметаллическое и эпитермальное золото-серебряное оруденение (Семеновское и Сургутановское месторождения).

Выводы

Новые данные позволяют относить Синюхинский массив к пролонгированному типу интрузий, формировавшемуся в пять фаз. В глубинном магматическом очаге, генерировавшем интрузивный массив, вначале наблюдается гомодромная последовательность внедрения дериватов, а затем антидромная. В этой последовательности происходит смена известково-щелочного состава на шошонитовый (монзонитоидный). Интрузивный массив и сопровождающие дайки трахитоидов формировались в постколлизивной обстановке. Петро-геохимические данные указывают на мантийную природу магматизма. Источником мантийного плавления и генерация родоначальных расплавов были гранатовые лерцолиты и в меньшей степени шпинелевые лерцолиты обогащенного мантийного источника со степенью частичного плавления от 0,2 до 0,4. Такое плавление литосферного слэба в гетерогенной мантии обеспечивало окисление сульфидов и высвобождение меди, золота и сопутствующих компонентов и вынос их в верхние горизонты флюидами с аномальными параметрами режима. В последних главную роль играли такие летучие компоненты как H_2O , Cl , F , CO_2 , являвшиеся основными переносчиками металлов во флюидах. В породах массива и сопровождающих даек трахитоидного состава проявлен ТЭФ РЗЭ W-типа. Установлена связь его проявления и концентраций основных рудообразующих элементов (меди и золота) в породах, которая обусловлена изменением кислотности и щелочности среды.

Сложная и длительная генерация интрузивных образований Синюхинского рудного поля указывают на важную металлогеническую особенность глубинного очага, формировавшего и золото-медно-скарновое, и медно-золото-порфирировое оруденение, относящиеся к медно-золото-скарново-порфирировому семейству руд. Эти данные позволяют привлечь внимание исследователей к проблеме формирования сложных золоторудных семейств, связанных с вулкано-плутоническими комплексами

девон-каменноугольного этапа развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Виноградов А. П.** Среднее содержание химических элементов в горных породах // *Геохимия*. – 1962. – № 7. – С. 555–571.
2. **Гусев А. И.** Эталон синюхинского габбро-гранитоидного комплекса (Горный Алтай). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. – 208 с.
3. **Гусев Н. И., Гусев А. И.** Изотопно-геохимические особенности и возраст магматизма Синюхинского золоторудного поля (Горный Алтай // *Природные ресурсы Горного Алтая*. – 2012. – № 1–2. – С. 23–32.
4. **Крук Н. Н.** Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // *Геология и геофизика*. – 2015. – Т. 56, № 8. – С. 1403–1422.
5. **Маракушев А. А.** Термодинамические факторы образования рудной зональности скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. – М.: Наука, 1976. – С. 36–51.
6. **Стадийность** и длительность формирования золоторудной минерализации на медно-скарновых месторождениях (Алтае-Саянская складчатая область) / И. В. Гаськов, А. С. Борисенко, В. В. Бабич, Е. А. Наумов // *Геология и геофизика*. – 2010. – Т. 51, № 10. – С. 1399–1412.
7. **Age and geochemistry of Silurian gabbroic rocks in the Tongbai orogeny, Central China: Implications for the geodynamic evolution of the North Qiling arc-back-arc system** / H. Wang, Y.-B. Wu, Z.-W. Qin, et al. // *Lithos*. – 2013. – Vol. 179. – P. 1–15.
8. **Compositions of chondrites** / J. T. Wasson, G. W. Kallemejn, S. K. Runcorn, et al. // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical Engineering Sciences*. – 1988. – Vol. 325, no. 1587. – P. 535–544.
9. **Ettlinger A. D., Meinert L. D.** Copper-gold skarn mineralization at the Veselyi mine, Siniukhinskoe district, USSR // *Econ. Geol.* – 1991. – Vol. 86. – P. 185–194.
10. **Geology, mineralization, fluid inclusion, and stable isotope characteristics of the Sinyukhinskoe Cu-Au skarn deposit, Russian Altai, SW Siberia** / S. G. Soloviev, S. G. Kryazhev, S. S. Dvurechenskaya, V. I. Uuytov // *Ore Geology Reviews*. – 2019. – Vol. 112. – P. 103–139.
11. **High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry $Cu\pm Mo\pm Au$ potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan** / J. P. Richards, T. Spell, E. Rameh, et al. // *Econ. Geol.* – 2012. – Vol. 107. – P. 295–332.
12. **Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G.** Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // *Geol. Soc. Spec. Pub.* – 1986. – Vol. 19. – P. 67–81.
13. **Irber W.** The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf



of evolving peraluminous granite suites // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 1999. – Vol. 63, no. 3/4. – P. 489–508.

14. **Lara P., Oyhantçabal P., Dadd K.** Post-collisional, Late Neoproterozoic, high-Ba-Sr granitic magmatism from the Dom Feliciano Belt and its cratonic foreland, Uruguay: Petrography, geochemistry, geochronology, and tectonic implications // *Lithos.* – 2017. – Vol. 277. – P. 178–198.

15. **Maniar P. D., Piccoli P. M.** Tectonic discrimination of granitoids // *Geological Soc. America Bulletin.* – 1989. – Vol. 101. – P. 635–643.

16. **McDonough W. F., Sun S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.* – 1995. – Vol. 120. – P. 223–253.

17. **Patino Duce A. E., Beard J. S.** Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *Journal of Petrology.* – 1995. – Vol. 36. – P. 707–738.

18. **Petrogenetic** evolution of late Cenozoic, postcollision volcanism in western Anatolia, Turkey / E. Aldanmaz, J. A. Pearce, M. F. Thirlwall, J. G. Mitchell // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* – 2000. – Vol. 102. – P. 67–95.

19. **Seltmann R., Porter T.M., Pirajno F.** Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: a review // *J. Asian Earth Sci.* – 2014. – Vol. 79. – P. 810–841.

20. **SHRIMP** U-Pb and Ar-Ar geochronology of major porphyry and skarn Cu deposits in the Balkhash Metallogenic Belt, Central Asia, and geological implications / X. Chen, E. Seitmuratova, Z. Wang, et al. // *J. Asian Earth Sci.* – 2014. – Vol. 79B. – P. 723–740.

21. **Sillitoe R. H.** Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration // *Miner. Deposita.* – 2002. – Vol. 37. – P. 4–13.

22. **Tectonomagmatic** settings, architecture, and metallogeny of the Central Asian Copper Province / A. Yakubchuk, K. Degtyarev, V. Maslennikov, et al. // *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World, A Tribute to Richard H Sillitoe, Society of Economic Geologists, Special Publication, 2012.* – P. 403–432.

23. **Villaseca C., Barbero L., Herreros V.** A reexamination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts // *Trans. of Royal Soc. of Edinburg Earth Science.* – 1998. – Vol. 89. – P. 113–119.

REFERENCES

1. Vinogradov A.P. [Average content of chemical elements in rocks]. *Geokhimiya*, 1962, no. 7, pp. 555–571. (In Russ.).

2. Gusev A.I. *Etalon sinyukhinskogo gabbro-granitoidnogo kompleksa (Gornyy Altay)* [Standard of the Sinyukha gabbro-granitoid complex (Gorny Altai)]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2007. 208 p. (In Russ.).

3. Gusev N.I., Gusev A.I. [Isotope-geochemical features and age of magmatism of the Sinyukhinskoye gold field (Gorny Altai)]. *Prirodnye resursy Gornogo Al-*

taya – Natural resources of Gorny Altai, 2012, no. 1–2, pp. 23–32. (In Russ.).

4. Kruk N.N. [Continental crust of Gorny Altai: stages of formation and evolution, indicatif role of granitoids]. *Russian Geology and Geophysics*, 2015, vol. 56, no. 8, pp. 1097–1113.

5. Marakushev A.A. *Termodinamicheskie faktory obrazovaniya rudnoy zonal'nosti skrytogo orudneniya na osnove zonal'nosti gidrotermal'nykh mestorozhdeniy* [Thermodynamic factors of formation of ore zoning of hidden mineralization based on the zoning of hydrothermal deposits]. Moscow, Nauka Publ., 1976, pp. 36–51. (In Russ.).

6. Gaskov I.V., Borisenko A.S., Babich V.V., Naumov E.A. The stage and duration of the formation of gold mineralization at copper-skarn deposits (Altai-Sayan folded area). *Russian Geology and Geophysics*, 2010, vol. 51, no. 10, pp. 1091–1101.

7. Wang H., Wu Y.-B., Qin Z.-W., et al. Age and geochemistry of Silurian gabbroic rocks in the Tongbai orogeny, Central China: Implications for the geodynamic evolution of the North Qiling arc-back-arc system. *Lithos*, 2013, vol. 179, pp. 1–15.

8. Wasson J.T., Kallemeyn G.W., Runcorn S.K., et al. Compositions of chondrites. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical Engineering Sciences*, 1988, vol. 325, no. 1587, pp. 535–544.

9. Ettliger A.D., Meinert L.D. Copper-gold skarn mineralization at the Veselyi mine, Siniukhinskoe district, USSR. *Econ. Geol.*, 1991, vol. 86, pp. 185–194.

10. Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S., Uyutov V.I. Geology, mineralization, fluid inclusion, and stable isotope characteristics of the Sinyukhinskoe Cu-Au skarn deposit, Russian Altai, SW Siberia. *Ore Geology Reviews*, 2019, vol. 112, pp. 103–139.

11. Richards J.P., Spell T., Rameh E., et al. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Econ Geol.*, 2012, vol. 107, pp. 295–332.

12. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 1986, vol. 19, pp. 67–81.

13. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 1999, vol. 63, no. 3/4, pp. 489–508.

14. Lara P., Oyhantçabal P., Dadd K. Post-collisional, Late Neoproterozoic, high-Ba-Sr granitic magmatism from the Dom Feliciano Belt and its cratonic foreland, Uruguay: Petrography, geochemistry, geochronology, and tectonic implications. *Lithos*, 2017, vol. 277, pp. 178–198.

15. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1989, vol. 101, pp. 635–643.



16. McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 1995, vol. 120, pp. 223–253.

17. Patino Duce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 1995, vol. 36, pp. 707–738.

18. Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, postcollision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2000, vol. 102, pp. 67–95.

19. Seltmann R., Porter T.M., Pirajno F. Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: a review. *J. Asian Earth Sci.*, 2014, vol. 79, pp. 810–841.

20. Chen X., Seitmuratova E., Wang Z., et al. SHRIMP U-Pb and Ar–Ar geochronology of major por-

phyry and skarn Cu deposits in the Balkhash Metallogenic Belt, Central Asia, and geological implications. *J. Asian Earth Sci.*, 2014, vol. 79B, pp. 723–740.

21. Sillitoe R.H. Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration. *Miner. Depos.*, 2002, vol. 37, pp. 4–13.

22. Yakubchuk A., Degtyarev K., Maslennikov V., et al. Tectonomagmatic settings, architecture, and metallogeny of the Central Asian Copper Province. *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World, A Tribute to Richard H. Sillitoe, Society of Economic Geologists, Spec. Publ.*, 2012, pp. 403–432.

23. Villaseca C., Barbero L., Herreros V. A reexamination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Trans. of Royal Soc. of Edinburg Earth Science*, 1998, vol. 89, pp. 113–119.

© А. И. Гусев, Н. И. Гусев, 2020



УДК 553.98.041:(550.8+004)(571.5-18)

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И ОСВОЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ ХАТАНГСКО-ОЛЕНЕКСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Д. С. Лежнин, Д. В. Миляев, П. Н. Соболев, Д. И. Душенин, А. А. Самохин

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия

На основании комплексирования архивных и современных результатов сейсморазведочных работ, данных ГИС и аналитических исследований ядерного материала уточнено строение пермского перспективного нефтегазоносного комплекса северо-восточного обрамления Сибирской платформы. В соответствии с авторским алгоритмическим подходом построена карта минимальных рентабельных размеров открытий, учитывающая прогнозные характеристики коллекторов и вероятную сложность геологического строения объектов.

Ключевые слова: сейсморазведочные работы, ГИС, пермский перспективный нефтегазоносный комплекс, северо-восточное обрамление Сибирской платформы, карта минимальных рентабельных размеров открытий.

PETROLEUM POTENTIAL AND DEVELOPMENT OF HYDROCARBON CRUDE OF THE KHATANGA–OLENEK INTERFLUVE

D. S. Lezhnin, D. V. Milyaev, P. N. Sobolev, D. I. Dushenin, A. A. Samokhin

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

Based on the integration of results of archival and modern seismic surveys, well logging data and results of analytical studies of core material, the structure of the *Permian* prospective petroleum play (PPPP) in the north-eastern framing of the Siberian Platform was clarified. In accordance with the author's algorithmic approach, the map of minimum economic sizes of discoveries was constructed. This map takes into account predicted characteristics of reservoirs and the probable structural complexity of geological features.

Keywords: seismic survey, WL, Permian prospective petroleum play, north-eastern framing of the Siberian Platform, map of minimum economic sizes of discoveries.

DOI 10.20403/2078-0575-2020-3-110-122

Территория северо-восточного обрамления Сибирской платформы представляет несомненный интерес в отношении перспектив нефтегазоносности. Лено-Анабарский мегапрогиб и Анабаро-Хатангская седловина (рис. 1) и соответствующие им нефтегазоносные области (НГО) оцениваются как все еще слабо изученные, несмотря на то что давно привлекают внимание исследователей в связи с многочисленными битумо-, нефте- и газопроявлениями в отложениях широкого стратиграфического диапазона [3, 4, 7, 14].

Согласно последним крупным обобщающим работам В. А. Конторовича с соавторами [13–15] нефтегазоносность Хатангско-Ленского междуречья связана преимущественно с отложениями палеозоя, венда и рифея.

Настоящая работа посвящена результатам изучения пермского нефтегазоносного комплекса, по мнению авторов, наиболее перспективного с точки зрения рентабельности освоения.

Характеристика пермского ПНГК

Пермский комплекс распространен практически на всем севере Сибири, выклиниваясь лишь в центре Нордвигского купола, в юго-западной и юго-восточной частях исследуемой территории. Отложения перми вскрыты всеми глубокими скважинами Лено-Анабарского мегапрогиба и Анабаро-Хатанг-

ской седловины. На южном борту мегапрогиба, в скважинах Чарчыкской 1 и Хастахской 930 они несогласно залегают на верхнекембрийских доломитах, а в Усть-Оленекской скв. 237-0 – на нижнесилурийских доломитах и известняках. В северной части пермский разрез (Усть-Оленекская структурно-фациальная зона) представлен тустахской, нижнекожевниковской, верхнекожевниковской и мисайлапской свитами, сложенными терригенными породами (переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями углей и углистых аргиллитов).

Венчает разрез эффузивно-туфовая свита верхнепермско-нижнетриасового возраста (рис. 2, а). Аналогами этих отложений Анабаро-Котуйской СФО являются джаргалахская (приуральский отдел перми) и бурская (биармийско-татарский отделы) толщи – переслаивание мощных преимущественно песчаных и алевролитовых пачек с прослоями аргиллитов (рис. 3).

С севера на юг морские пермские отложения сменяются прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными [12]. По сейсмическим данным их толщина увеличивается с юга на север (от северного склона Оленекского свода в направлении моря Лаптевых) от 60–80 до 2340 м (Усть-Оленекская скв. 237-0), при этом возрастает глинистость разреза и появляются новые, более древние слои в подошве.

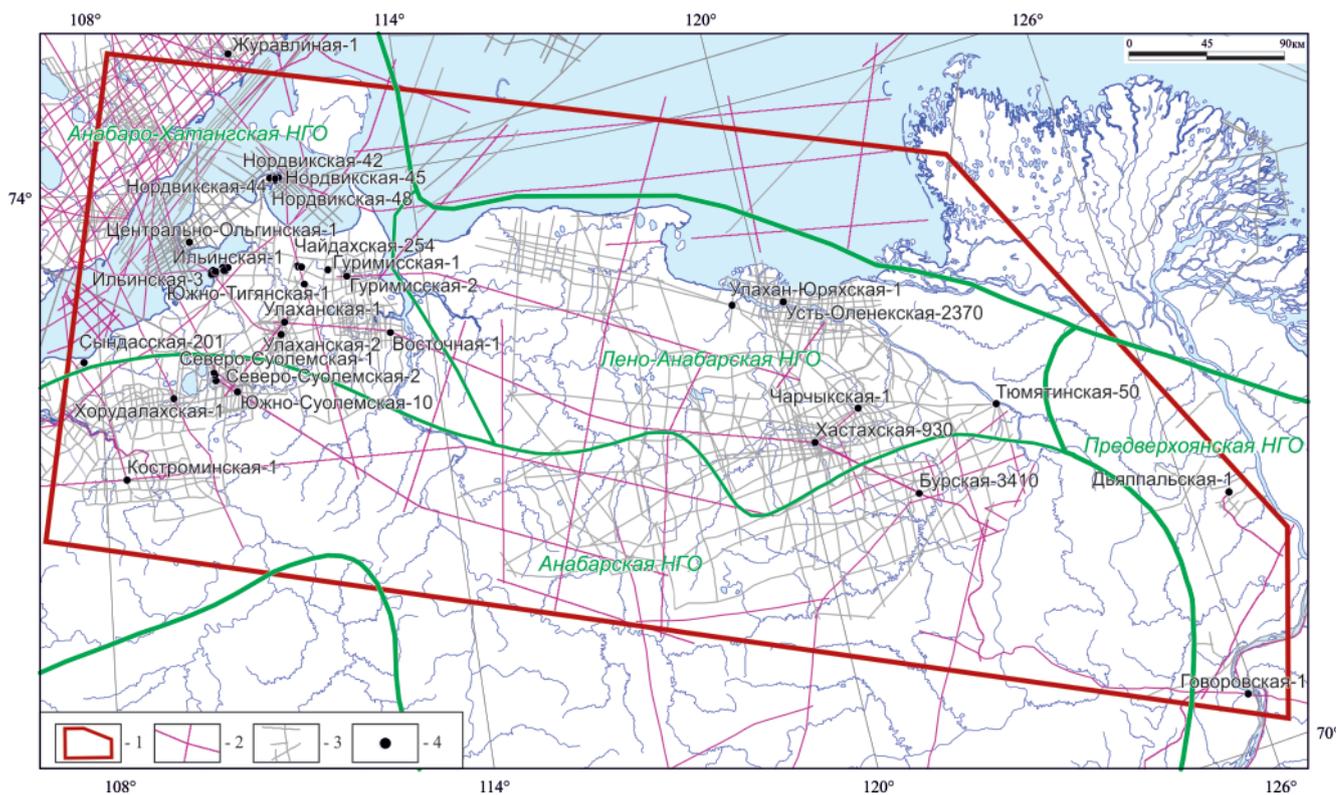


Рис. 1. Обзорная карта исследуемой территории

1 – территория исследования; 2–3 – сейсморазведочные профили: 2 – после 2000 г., 3 – до 2000 г.; 4 – глубокие скважины

В пользу перспектив пермских отложений свидетельствуют следующие факты:

- в Анабаро-Хатангской НГО притоки нефти из пермского ПНГК получены на Нордвикской, Южно-Тигянской, Ильинской, Кожевниковской и других площадях [1, 2, 8, 9];

- на южной периферии Лено-Анабарской НГО в нижнем течении р. Оленек расположено крупнейшее Оленекское месторождение природных битумов, большая часть запасов которого приурочена к нижнепермским отложениям; площадь распространения битумонасыщенных пород достигает 5 тыс. км², запасы оцениваются более чем в 3,5 млрд т [6, 9, 10];

- толщина комплекса достигает 3 км; в нем содержатся нефтегазоматеринские породы хорошего качества, углеводородный состав органического вещества которых, судя по результатам биомаркерного анализа [16], сопоставим с нефтями и битумами имеющихся залежей и проявлений.

Кроме того, на Усть-Оленекском валу (северо-восточная часть исследуемой территории) колонковыми скважинами (К-317 и К-308) вскрыты пермские отложения со сплошным или пятнистым битумонасыщением. Содержание битума составляет 0,1–0,4 %, а на контакте с триасовыми отложениями по трещинам встречена капельно-жидкая темно-бурая вязкая нефть. В скв. К-308 в течение трех недель наблюдалось газоводяное фонтанирование с дебитом воды 600 м³/сут, газа 20 м³/сут. При этом коллекторские свойства пород довольно низкие:

пористость 4,7–9,1 %, проницаемость не выше единиц миллидарси. Вероятно, водо- и газопроявления свидетельствуют о наличии трещинных коллекторов. В указанных скважинах из туффигов индского яруса (нижний триас) получен углеводородный газ, а в перекрывающих отложениях – капельно-жидкая нефть бурого цвета. Пористость пород 2,04–19,65 %, проницаемость 100–120 мД. Содержание битума в нижнеоленекских отложениях (чекановская свита, нижний триас) составляет 0,06–0,6 %.

Газогеохимическими исследованиями на территории Хатангско-Оленекского междуречья установлен ряд аномалий различной контрастности [1, 2]. В устье рр. Буолкалах и Оленек аномалии характеризуются содержанием метана от 3,5 до 89,0 %, CH₄/N₂ = 0,7–2,3; CH₄/CO₂ = 0,02–28,0. Содержание этана, пропана и бутана от следов до 0,021 %. Исследованные газы вполне могут быть сопоставлены с газами нефтяного ряда. В пробах, отобранных по р. Уэле, обнаружены повышенные концентрации УВ. Содержание метана 43,8–85,3 % (в среднем 54,8 %), CH₄/N₂ = 0,89–1,91 (среднее 1,36), CH₄/CO₂ = 35–49.

Для пермского ПНГК в качестве нефтегазоматеринских пород прогнозируются прослойки аргиллитов и глинистых алевролитов с повышенными концентрациями органического углерода (см. рис. 2, а) [5]. Для этих отложений характерно преобладание рассеянного органического вещества (РОВ) гумусового типа, доля которого сокращается к северной части прогиба. Мощности и объемы глинистых разностей пермских нефтегазоматеринских пород трудно оце-

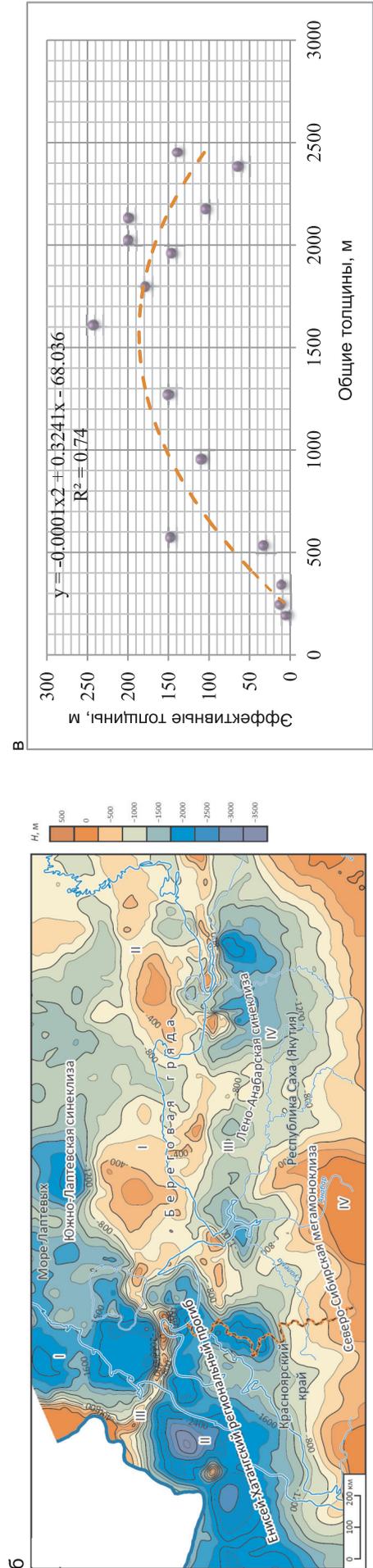
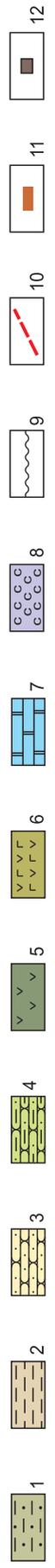
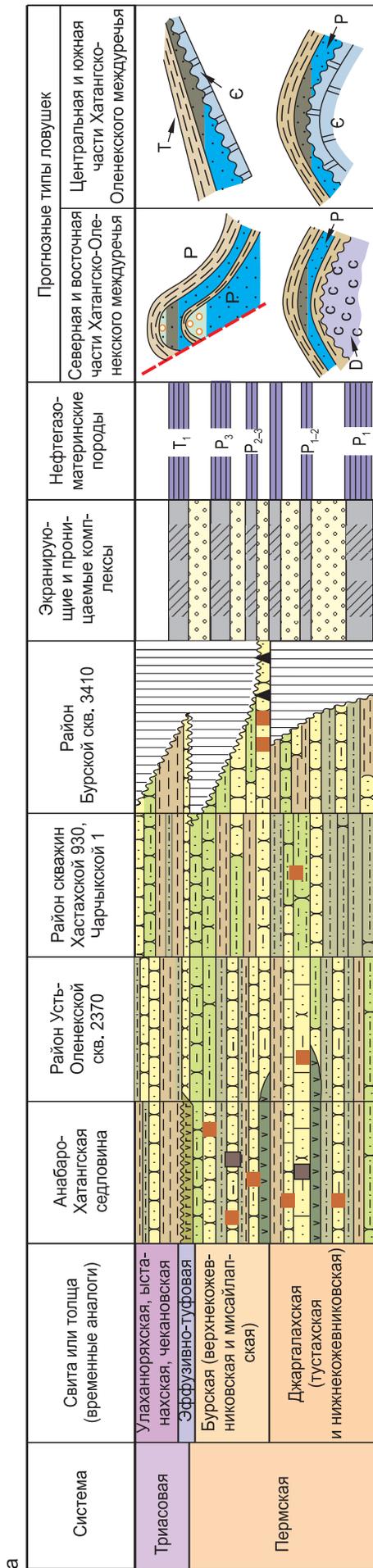


Рис. 2. Схематическое строение пермского ПНГК территории Хатангско-Оленекского междуречья (а), структурная карта по кровле перми арктических районов Сибирской платформы (автор В. А. Конторович [13]) (б) и зависимость эффективных толщин от общих для пермского ПНГК (в)
 1 – алевролиты; 2 – аргиллиты; 3 – песчаники; 4 – алевропесчаники; 5 – доломиты; 6 – базальты, туфлиты; 7 – доломиты; 8 – соли; 9 – границы несогласия; 10 – дизъюнктивные нарушения; 11 – нефтепроявления в керне; 12 – нефтяные залежи; 13 – включения малых, асфальтенов, асфальтитов; 14 – отсутствие отложений; 15 – проницаемая толща; 16 – экранирующая толща; 17 – нефтегазоматеринские породы; 18 – характер насыщения: а – газ, б – нефть, в – вода

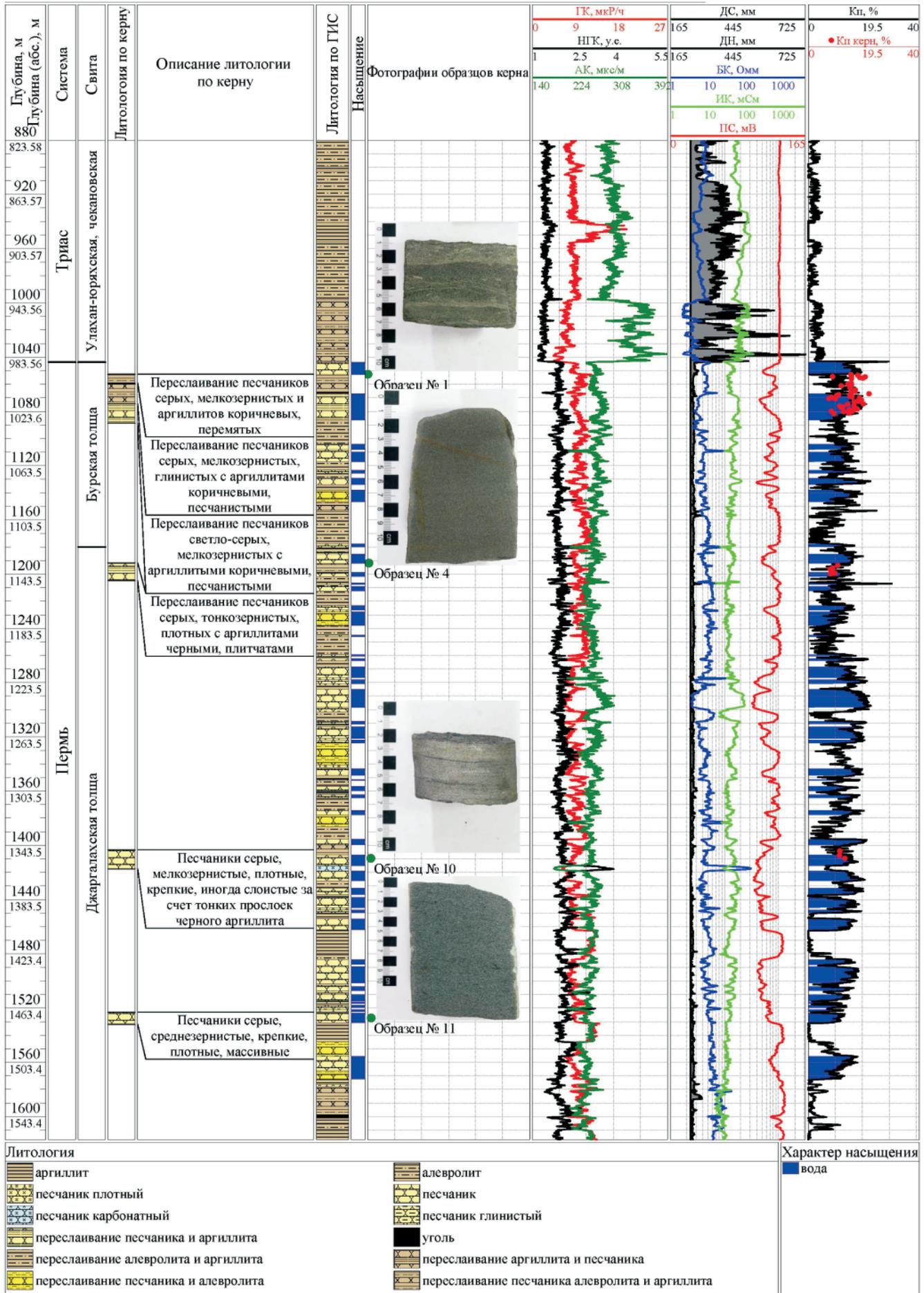


Рис. 3. Геолого-геофизическая характеристика пермского ПНГК по Хастахской скв. 930

нить. Можно лишь отметить, что общие суммарные толщины аргиллитовых прослоев возрастают с юга на север от 150–200 до 450 м (Усть-Оленекская скв. 237-0). В среднем содержание органического углерода в этих отложениях 1,0–2,0 % (в северном направлении прогнозируется его повышение до 2,0–3,0 %), хлороформенных битумоидов – 0,030 %.

Нижнетриасовые отложения, перекрывающие пермский ПНГК в юго-восточной части исследуемой территории, представлены преимущественно глинистыми разностями (см. рис. 3). Судя по данным ГИС, опесчанивание базальной толщи триаса происходит в северном направлении. Так, в Чарчыкской скв. 1 значение коэффициента пористости (K_p) песчаников базальной пачки оценивается в 18 %, коллектор водонасыщен (рис. 4). В западном направлении (в Анабаро-Хатангской НГО) пермские песчаные пласты перекрыты мощной эффузивно-туфовой свитой позднепермско-раннетриасового возраста (вскрыты на Гуримисской, Ильинской, Северо-Суодемской, Южно-Суодемской и других площадях бурения), вполне вероятно, являющейся флюидоупором.

Исходя из приведенных данных и учитывая доступные для бурения глубины, пермский комплекс можно рассматривать в качестве основного и наиболее перспективного для Хатангско-Оленекского междуречья.

Построение структурных карт и схем общих и эффективных толщин

В рамках проведенных исследований на базе комплексной интерпретации материалов сейсмо-

разведки и глубокого бурения с использованием программного комплекса Petrel (Schlumberger) построены структурные карты по реперным стратиграфическим уровням верхнего палеозоя (рис. 5) – ОГ VI (по кровле мисайлапской свиты/бурской толщи, рис. 6, а) и ОГ VII (в подошве тустахской свиты/джаргалахской толщи, см. рис. 6, б).

Наличие данных сейсмокаротажа и вертикального сейсмического профилирования (ВСП) по некоторым скважинам совместно с результатами привязки и корреляции позволило построить скоростную модель и выполнить глубинные преобразования временных разрезов (см. рис. 5). Для преобразований была выбрана модель с постоянными средними скоростями до каждого ОГ, которая наиболее соответствует условиям работ с редкой сетью сейсмических профилей и малым количеством скважин.

Структурные построения выполнялись в три этапа. На первом рассчитывались регулярные матрицы значений T_0 по каждому ОГ. Применялся метод построения карт изохрон – minimum curvature interpolation, который рассчитывает значения узлов вблизи сейсмических профилей, а затем использует функцию минимальной кривизны для плавной интерполяции тренда в межпрофильном пространстве и его экстраполяции от профилей к границам картопостроения. Размер ячейки поверхности для каждого уровня 200×200 м.

На втором этапе производился расчет предварительных структурных карт по указанным ранее значениям средних скоростей с привлечением карт потенциальных полей и поверхности рельефа; на третьем – корректировка структурных поверхностей

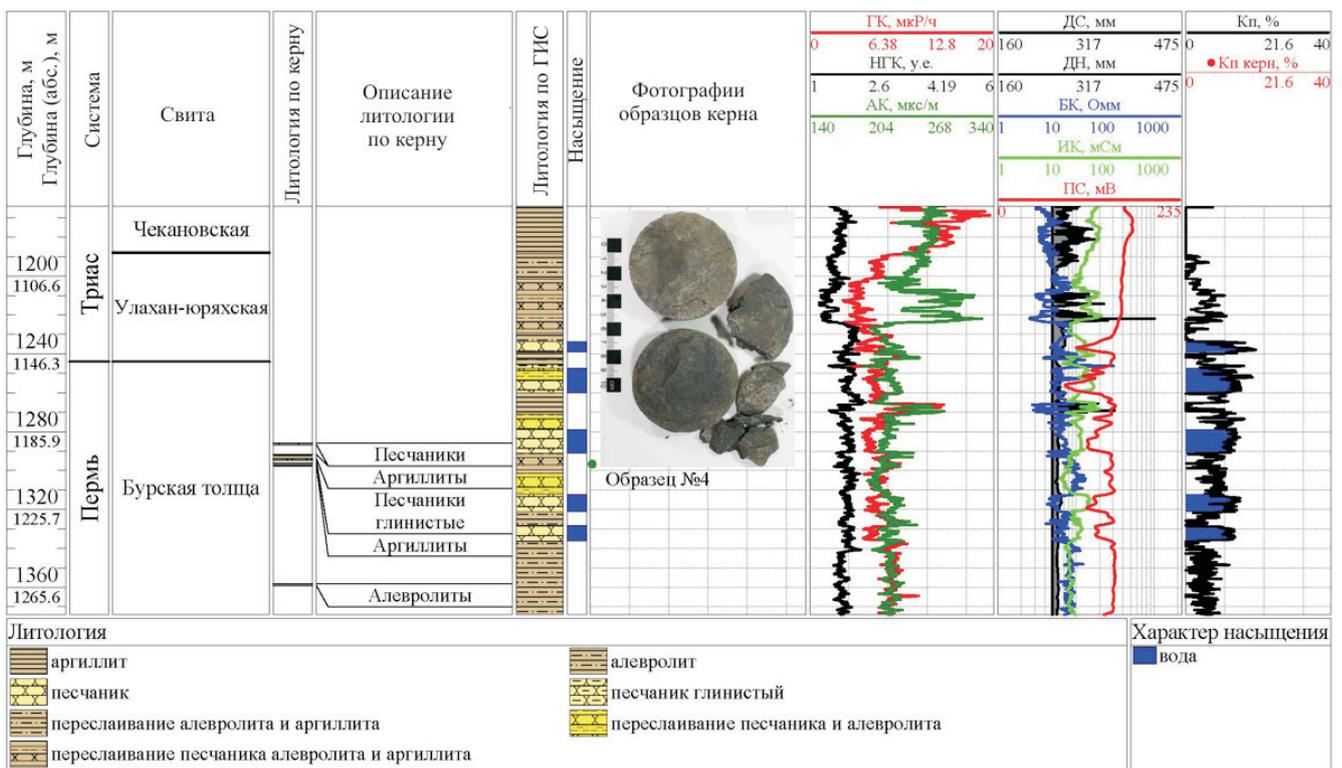
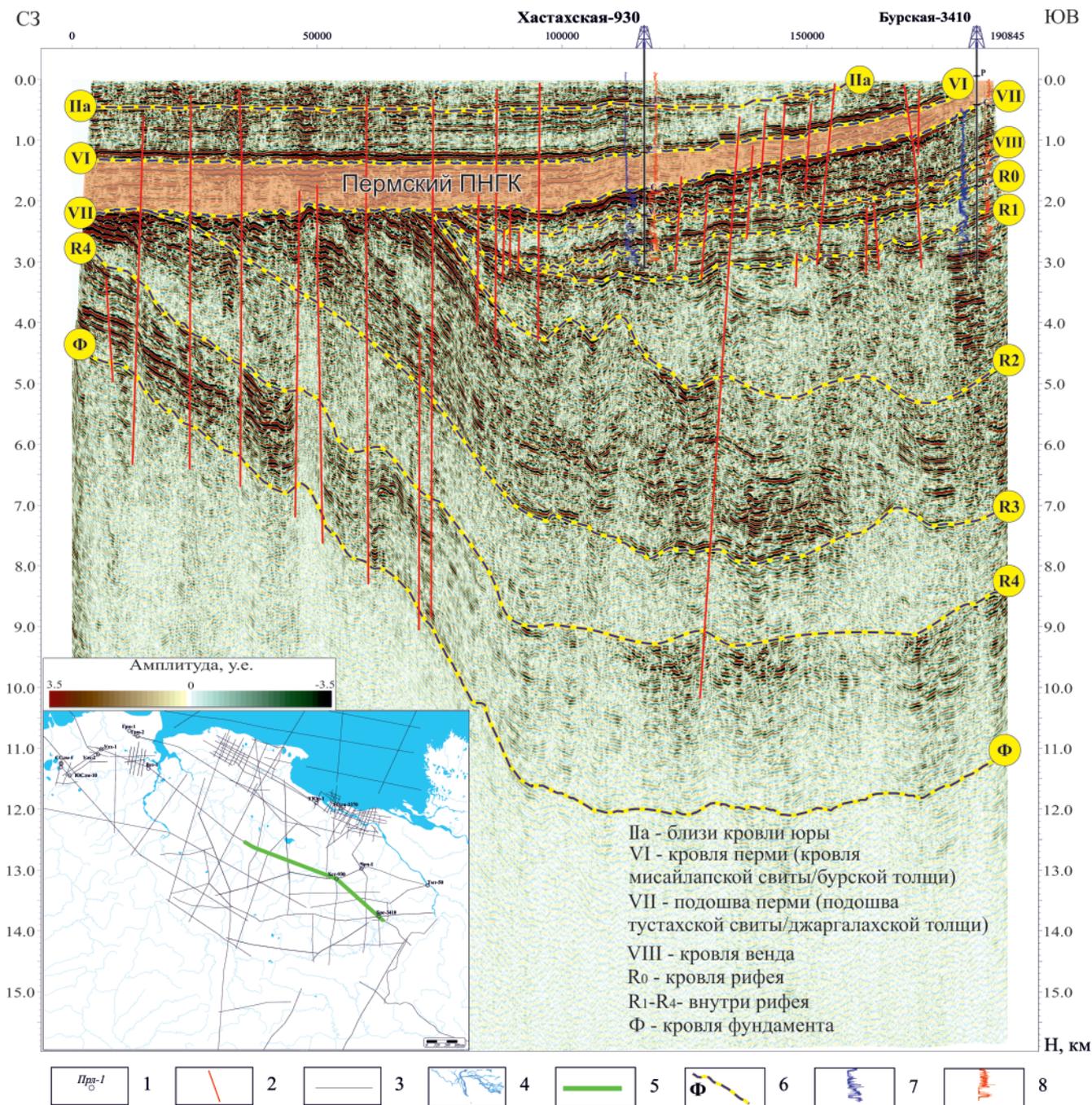


Рис. 4. Геолого-геофизическая характеристика верхней части перми и нижней части триаса по Чарчыкской скв. 1



№ 3(43) ♦ 2020

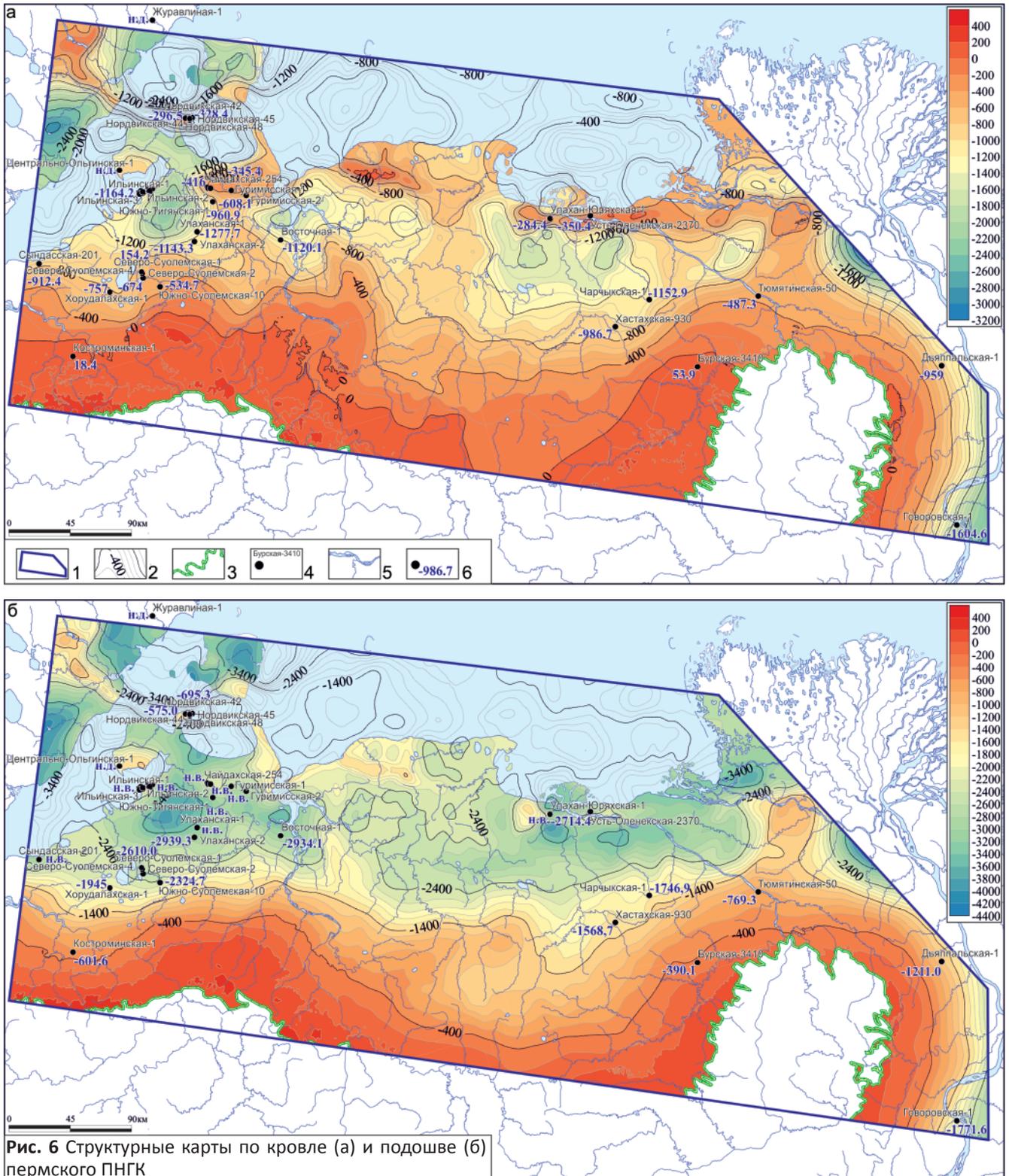
Рис. 5. Фрагмент глубинного сейсмического разреза 24714001_4 с визуализацией пермского ПНГК
 1 – глубокие скважины на схеме; 2 – дизъюнктивные нарушения; 3 – сейсмические профили; 4 – гидросеть; 5 – местоположение иллюстрируемого профиля; 6 – отражающие горизонты; 7 – метод НГК; 8 – метод ГК

с целью «подсадки» на геологические отметки соответствующих границ по скважинам.

На рис. 2, б приведен фрагмент структурной карты по кровле перми арктических регионов Лено-Тунгусской НГО [13], построенной в лаборатории сейсмогеологического моделирования природных нефтегазовых систем ИНГГ им. А. А. Трофимука СО РАН под руководством чл.-кор. РАН, д. г.-м. н. В. А. Конторовича в 2019 г. В результате сопоставления структурных карт выявлено, что большинство как положительных, так и отрицательных структур различных порядков в целом совпадают, а глубины залегания пермских толщ различаются незначительно

но в рамках региональных построений слабоизученных территорий. Это, несомненно, свидетельствует о корректном трассировании отражающих горизонтов и структурных построений авторов данной статьи.

На основе проведенных работ были определены характеристики наиболее вероятных типов ловушек пермского ПНГК в Хатангско-Оленекском междуречье (см. рис. 2, а). В южном борту Лено-Анабарского мегапрогиба и его восточной части возможно присутствие литологически и стратиграфически экранированных залежей. По фазовому составу предполагаются залежи с нефтяным на-

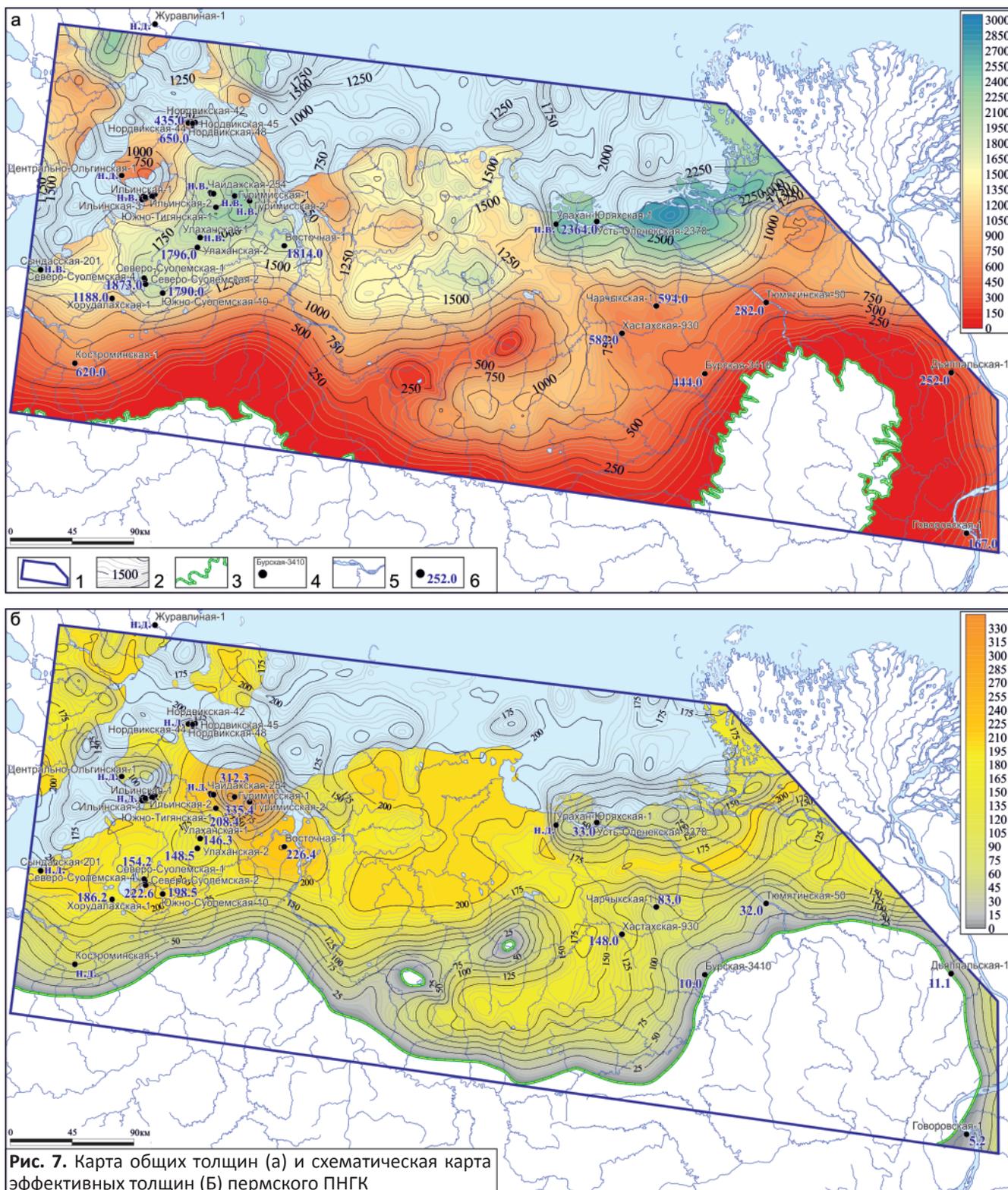


1 – район исследования; 2 – изогипсы структурных поверхностей; 3 – границы зоны распространения отложений пермского ПНГК; 4 – глубокие скважины; 5 – речная сеть; 6 – абсолютные отметки глубин в скважинах

сущением, по мере погружения сменяющие скопления битумов, распространенные на северном склоне Оленекского свода. В самой южной части Лено-Анабарского мегапрогиба пермские толщи находятся в приповерхностных условиях, неблагоприятных для сохранности УВ. На севере мегапрогиба нефтегазоперспективные объекты могут быть связаны со структурными валами (Тигяно-Анабар-

ская и Прончищевско-Усть-Оленекская системы современных валов) на побережье моря Лаптевых [13, 15]. В центральной части Хатангско-Оленекского междуречья возможно существование антиклинальных ловушек с нефтегазовым насыщением.

Геологически наиболее сложные ловушки можно предполагать в северной части прогиба, строение которой осложняется влиянием надвиго-



1 – район исследования; 2 – изопохиты общих и эффективных толщин; 3 – границы зоны распространения общих и эффективных толщин; 4 – глубокие скважины; 5 – речная сеть; 6 – значения общих и эффективных толщин пермского ПНГК в скважинах

вых дислокаций. Здесь вероятно присутствие контрастных антиклинальных ловушек с тектоническим экранированием. По фазовому составу наиболее вероятны газовые и газоконденсатные залежи с небольшими нефтяными оторочками (см. рис. 2, а). На западе в Анабаро-Хатангской НГО наибольший интерес в отношении нефтегазоносности представляют

антиклинальные структуры, связанные с девонскими соляными куполами [13, 15].

Путем вычитания структурных поверхностей получена карта общих толщин пермского ПНГК (рис. 7, а). Граничное значение открытой пористости для коллекторов в скважинах определено по результатам интерпретации данных ГИС с привле-



чением условного эталона – Южно-Тигянского месторождения Анабаро-Хатангской НГО (не учтено в государственном балансе, но расположено непосредственно на территории исследования) – и составило 8,5 %.

Разрез пермского комплекса, как уже было отмечено, отличается цикличностью строения от морских глинистых образований с повышенным содержанием гумусово-сапропелевого органического вещества до континентальных угленосных. Качество коллекторов предполагаемого резервуара ухудшается в направлении как наиболее приподнятых участков палеорельефа (южная часть исследуемой территории, Анабарская антеклиза), так и депрессионных палеозон (северная часть исследуемой территории, Прончищевско-Усть-Оленекская система современных валов), о чем свидетельствует параболический характер зависимости эффективных толщин перми от общих (см. рис. 2, в). Такая модель формирования прибрежно-морских песчаных пластов полностью удовлетворяет схеме наиболее распространенного накопления осадков у берега (по В. Д. Наливкину [11]).

Схематическая карта эффективных толщин пермского ПНГК была построена при помощи регрессионного анализа, карты общих толщин и с учетом скважинной информации (см. рис. 7, б).

Раскрытие геолого-экономических неопределенностей

Определение традиционных показателей экономической эффективности, таких как чистый дисконтированный доход и норма рентабельности, теряет смысл при рассмотрении районов нового освоения. В контексте Анабаро-Хатангской и Лено-Анабарской НГО это усугубляется слабой изученностью глубоким бурением, а вместе с тем низкой достоверностью представлений о свойствах коллекторов и толщинах продуктивных нефтенасыщенных пластов. Вторым препятствием к применению классического инвестиционного анализа является масштаб исследуемой зоны нефтегазоаккумуляции: это пространственно протяженный объект, освоение которого впоследствии распадется на несколько независимых инвестиционных проектов.

В таких условиях предпочтительно сконцентрироваться на раскрытии неопределенностей, главным образом определяющих экономический потенциал территории: объеме запасов потенциальных скоплений углеводородов, характеристике залежей, технологических решениях, инфраструктуре и логистике, а также рыночных условиях.

Анализ трех последних, пожалуй, представляет наиболее простую задачу. Цена сырой нефти, приведенная к возможным точкам отгрузки на побережье моря Лаптевых, рассчитывается исходя из мировой цены смеси Brent с дисконтом 3,05 долл./барр. Вывоз товарной продукции может осуществляться только морским транспортом по Северному

морскому пути танкерами не ниже седьмого ледового класса типа Aframax с дедвейтом до 120 тыс. т в двух направлениях: западном через Мурманск в Европу и далее в страны Атлантического региона либо в восточном через Берингов пролив для азиатско-тихоокеанских потребителей (рис. 8).

Определенные инфраструктурные трудности будут сопряжены с прокладкой нефтепровода от промысла до морского терминала, что обусловлено обилием разливов рек, многочисленными озерами, локальными перепадами рельефа и отнесением преобладающей части района к категории особо охраняемых природных территорий. Последнее, кроме того, является административным барьером для лицензирования, но опыт показывает, что в ряде случаев экологические комиссии идут на уступки нефтяникам, тем более что северо-восточная часть области исследования уже находится в пользовании ПАО «Сургутнефтегаз» (Тюмятинский лицензионный участок в бассейне р. Оленек между с. Таймылыр и с. Тюмяти) и АО «РНГ» (Улахан-Юряхский, Куогастахский и Кюп-Чопкинский участки, примыкающие к Тюмятинскому).

Заброску грузов предполагается осуществлять в период судоходства по р. Лена с перевалкой из железнодорожных составов в Якутске или сравнительно более дорогостоящим морским флотом. Оба варианта сопряжены с серьезными трудностями работы в арктических широтах на удалении от инфраструктурных объектов: ближайшие населенные пункты (Тикси, Усть-Оленек, Юрюнг-Хая) могут использоваться разве что для размещения временных опорных баз.

Стоимость геолого-разведочных работ сопоставима с реализуемыми в настоящее время проектами в Енисей-Хатангском прогибе, географически максимально близком к рассматриваемой территории. Так, например, сметная стоимость бурения поисковой скважины глубиной 2000 м, включая мобилизацию, проходку, обсадку и цикл испытаний, составляет 834 млн руб., а сейсморазведочных работ 2D – около 521 тыс. руб./км, если партия будет выполнять объем не менее 500 пог. км/год.

Затраты на обустройство и эксплуатацию промысла для целей прогнозного расчета были приняты по аналогии с разрабатываемыми месторождениями Ванкорского блока с учетом корректирующего регионального коэффициента. Поиск условий безубыточности относительно промысловых затрат указал порог их максимального увеличения в среднем на 17 % по сравнению с принятым уровнем.

Принципиальным условием реализуемости проектов в пределах Хатангско-Оленекского междуречья является сохранение установленных по территориальному признаку текущих налоговых льгот на добычу первых 25 млн т в течение 15 лет, а также общероссийских послаблений на добычу остаточных запасов. Помимо перечисленного, для рассматриваемой зоны допускается добровольное

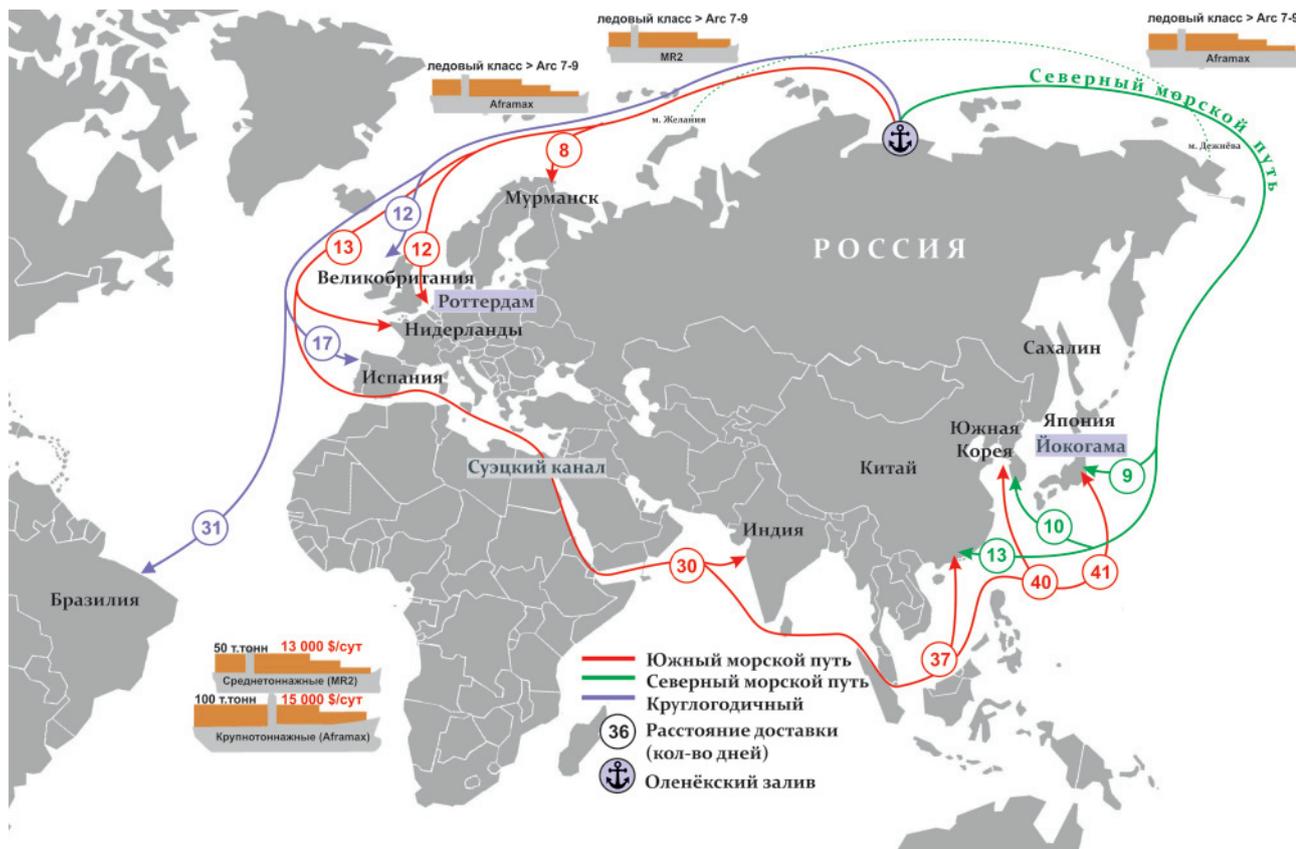


Рис. 8. Схема возможной транспортировки товарной продукции до потенциальных потребителей

частичное замещение налога на добычу полезных ископаемых более прогрессивным налогом на дополнительный доход, который уплачивается в зависимости от достигнутого экономического результата. Такая возможность дает ощутимые преимущества для высокочрезвычайных проектов, особенно в первые несколько лет разработки залежей.

Обозначенные ранее неопределенности геолого-промысловых характеристик и соответствующих им технологических решений по разработке объектов не могут быть в полной мере раскрыты анализом результатов геофизического исследования 12 имеющихся скважин, сосредоточенных исключительно на западной и восточной окраинах территории исследования. Для целей экономического прогноза в качестве месторождения – аналога потенциальных открытий, как наиболее близкое по геологическим условиям, принимается (с учетом понижающих коэффициентов) Южно-Тигянское, не числящееся на государственном балансе (см. таблицу). Пористость коллекторов вычислена как средневзвешенная по пермскому комплексу на основе экстраполяции скважинных значений. Подбор оптимальной схемы разработки осуществлен путем варьирования сетки скважин, соотношения между добывающими и нагнетательными, расстояния между ними, а также длин горизонтальных стволов.

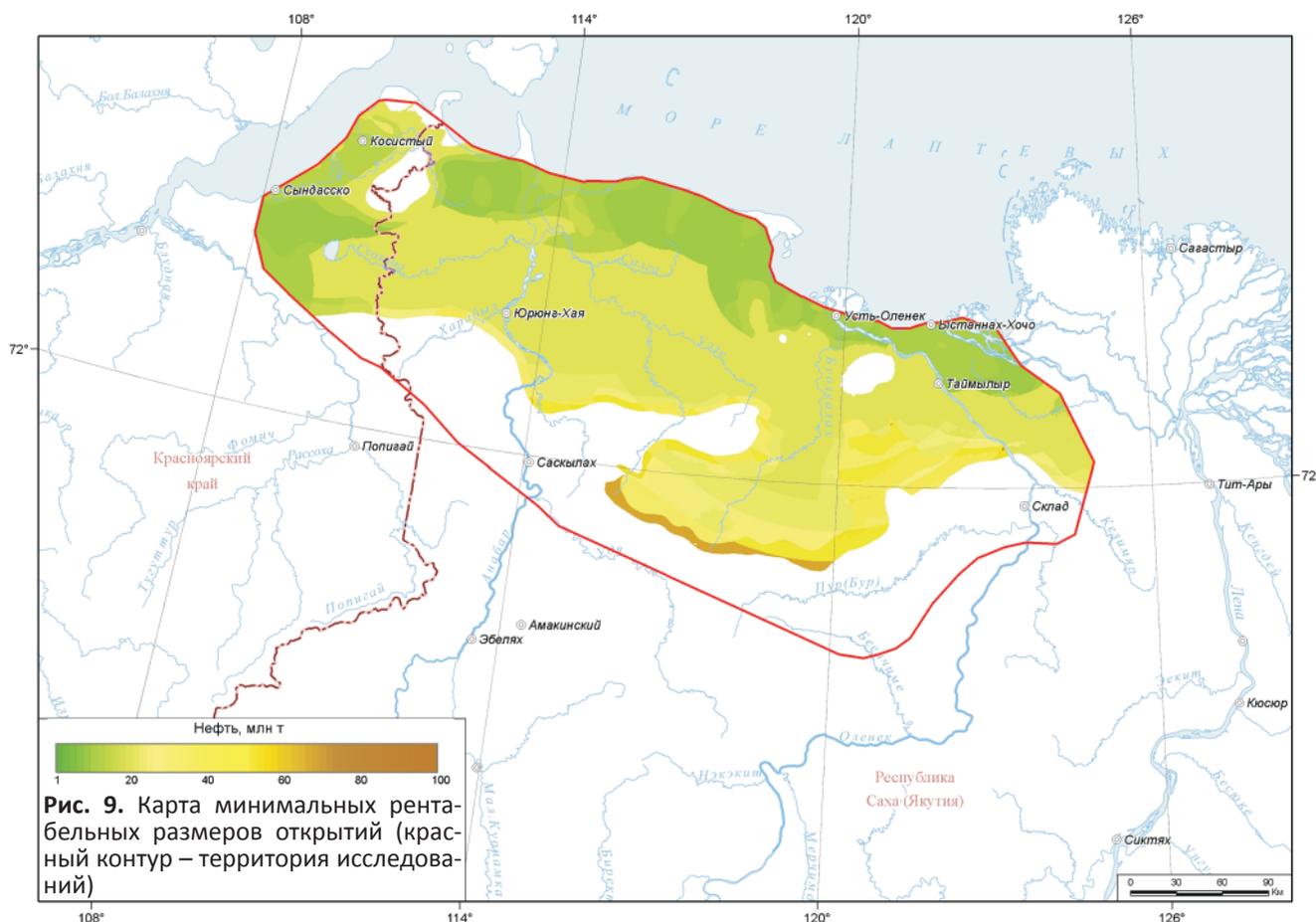
Авторский расчет условий безубыточности освоения среднего по фильтрационно-емкостным свойствам прогнозного месторождения в перм-

Прогнозные промысловые характеристики залежей пермского НГК

Показатель	Значение
Пористость, доля ед.	0,14
Проницаемость, мД	3,5
Вязкость, сП	1,7
Нефтенасыщенность, доля ед.	0,6
Начальное пластовое давление, МПа	16
КИН, доля ед.	0,2

ском комплексе исследуемого региона относительно цены отгружаемого сырья показал пороговое значение 66 долл./барр. при объеме извлекаемых запасов 10 млн т, 56 долл./барр. для 25 млн т и 49 долл./барр. для 40 млн т.

Последняя ключевая неопределенность заключается в оценке запасов потенциальных открытий – основного источника окупаемости колоссальных затрат, неизбежных для столь удаленной и слабо развитой зоны нефтегазоаккумуляции. По авторской методике [18] выполнена оценка минимальных рентабельных размеров потенциальных залежей. Рассматривался следующий экономический сценарий: цена реализации нефти 60 долл./барр., денежные потоки формируются без учета инфляции и приводятся к моменту начала геолого-разведочных работ по ставке 10 %, критерий поиска – положительное значение ЧДД. В программном пакете [17] для каждой точки изучаемого полигона вычислены исконые значения и вынесены на карту (рис. 9).



Наиболее низкие требования к объемам извлекаемых запасов предъявляются к возможным открытиям на побережье моря Лаптевых: для рентабельности достаточно 12 млн т, в то время как преобладающий на карте диапазон от 18 до 35 млн т. Вероятность открытия таких залежей представляет большой интерес в контексте геолого-экономической эффективности освоения Хатангско-Оленекского междуречья и остается приоритетной задачей следующих исследований.

Результаты и выводы

На исследуемой территории Хатангско-Оленекского междуречья северо-восточного обрамления Сибирской платформы на базе комплексирования данных сейсморазведки, ГИС и лабораторных исследований уточнено строение основного перспективного нефтегазоносного комплекса – пермского. Построен комплект региональных структурных карт, схемы общих и эффективных толщин комплекса. Определены характеристики наиболее вероятных типов ловушек в пермских отложениях территории Хатангско-Оленекского междуречья.

Необходимо отметить установленную возможность рентабельного освоения территории и наличие мер снижения неопределенностей, а следовательно, инвестиционных рисков. Вместе с тем в качестве рекомендаций по подготовке локальных нефтегазовых проектов в рассматриваемой зоне авторы акцентируют внимание на высоких затратах,

в том числе операционных, что неизбежно влечет высокую чувствительность к ухудшению экономических условий, необходимость контроля расходов и оптимизации продолжительности производственных процессов.

Д. С. Лежнин благодарен коллективу лаборатории сейсмогеологического моделирования природных нефтегазовых систем ИНГГ им. А. А. Трофимука СО РАН за полезные дискуссии и консультации, и особенно заведующему лабораторией, чл.-кор. РАН Владимиру Алексеевичу Конторовичу за ценные советы, уделенное внимание и помощь в понимании принципиальных аспектов геологического строения и перспектив рассматриваемого региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арчegov В. Б., Степанов В. А. История нефтегазогеологических работ на территории Сибирской платформы и сопредельных структур // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2009. – Т. 4, № 1. – С. 1–11.
2. Арчegov В. Б., Филатов С. С., Грибков В. В. Нефтегазоперспективные объекты Анабаро-Хатангской НГО и пути их освоения // Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Дальневосточного экономического района, углеводородных ресурсов шельфа морей Северо-Востока и Дальнего Востока: сб. докл. – СПб.: ВНИГРИ, 1998. – С. 275–281.



3. **Афанасенков А. П., Сенин Б. В., Леончик М. И.** К уточнению модели нефтегазогеологического районирования Арктического шельфа России в свете современных геолого-геофизических данных // Геология нефти и газа. – 2016. – № 4. – С. 77–88.

4. **Геология** нефти и газа Сибирской платформы / под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. – М.: Недра, 1981. – 552 с.

5. **Геохимические** критерии нефтегазоносности рифей-палеозойских отложений Лено-Анабарского регионального прогиба и сопредельных территорий / П. Н. Соболев, Д. С. Лежнин, И. А. Панарин и др. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2019. – № 8 (332). – С. 62–74

6. **Иванов В. Л.** Оленекское месторождение битумов. – Л.: Недра, 1979. – 104 с.

7. **К вопросу** о дальнейшем направлении нефтепоисковых работ в основных перспективных районах севера Сибири / И. С. Грамберг, М. К. Калинин, П. С. Пук, Д. С. Сороков // Тр. НИИГА. –1961. – Т. 123, вып. 16. – С. 95–101.

8. **Калинко М. К.** Результаты поисков и разведки нефти и газа в районе Анабаро-Хатангского междуречья (Нордвикский район) // Нефтегазоносность Севера Сибири. – Л.: Гостоптехиздат, 1958. – С. 134–170.

9. **Литолого-геохимическая** характеристика пермского нефтегазоносного комплекса Лено-Анабарского прогиба (на примере скважины Усть-Оленекская-2370) / Е. А. Бакай, М. Е. Смирнова, Н. И. Коробова, Д. В. Надежкин // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2016. – № 1. – С. 71–81

10. **Месторождения** природных битумов на северо-востоке Сибирской платформы (российский сектор Арктики) / В. А. Каширцев, А. Э. Конторович, В. Л. Иванов, А. Ф. Сафронов // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 1. – С. 93–105.

11. **Наливкин Д. В.** Учение о фациях. Т. 1. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. – 534 с.

12. **Пронкин А. П., Савченко В. И., Шумский Б. В.** Перспективы нефтегазоносности Хатангского залива // Off-shore [Russia]. Мировые тренды и технологии морской нефтегазодобычи. – 2013. – № 1. – С. 18–22.

13. **Сейсмогеологические** модели и нефтегазоносность осадочных комплексов в арктических регионах Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (Анабаро-Хатангская, Лено-Анабарская нефтегазоносные области) / В. А. Конторович, А. Ю. Калинин, Л. М. Калинина и др. // Геология нефти и газа. – 2019. – № 5. – С. 15–26.

14. **Структурно-тектоническая** характеристика и модель геологического строения неопротерозойско-фанерозойских отложений Анабаро-Ленской зоны / В. А. Конторович, А. Э. Конторович, И. А. Губин и др. // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 8. – С. 1253–1274.

15. **Структурно-тектоническая** характеристика и перспективы нефтегазоносности Анаба-

ро-Хатангской седловины (Хатангский залив моря Лаптевых и прилегающие территории) / В. А. Конторович, Л. М. Калинина, А. Ю. Калинин, М. В. Соловьев // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2019. – Т. 14, № 3. – С. 9.

16. **Углеводородные** системы и перспективы нефтегазоносности Анабаро-Ленского прогиба / С. В. Фролов, Н. И. Коробова, Е. А. Бакай, Н. С. Курдина // Георесурсы. – 2017. – Спецвыпуск. Ч. 2. – С. 173–185.

17. **Dushenin D., Milyaev D.** Automation of the analysis of the efficiency of geological exploration for oil and gas // Conference Proceedings, Geomodel 2018, Sep. 2018. Vol. 2018. – P. 1–5. – Точка доступа: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201802353>.

18. **Milyaev D.** Risk reduction in hydrocarbons prospecting by evaluation of geological and economic constraints // Conference Proceedings, Geomodel 2018, Sep. 2018, Vol. 2018. – P. 1–5. – Точка доступа: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201802355>.

REFERENCES

1. Archegov V.B., Stepanov V.A. [History of oil and gas geological work on the territory of the Siberian platform and adjacent structures]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 2009, vol. 4, no. 1, pp. 1–11. (In Russ.).

2. Archegov V.B., Filatov S.S., Gribkov V.V. [Oil and gas promising objects of the Anabar-Khatangskaya oil and gas field and the ways of their development]. *Perpektivy razvitiya i osvoyeniya toplivno-energeticheskoy bazy Dalnevostochnogo ekonomicheskogo rayona, uglevodorodnykh resursov shelfa morey Severo-Vostoka i Dalnego Vostoka* [Prospects for the development and development of the Fuel and energy base of the Far Eastern economic region, hydrocarbon resources of the shelf of the North-East and Far East]. Saint Petersburg, VNIGRI Publ., 1998, pp. 275–281. (In Russ.).

3. Afanasenkov A.P., Senin B.V., Leonchik M.I. [Refinement of petrogeological zonation model of the Russian Arctic shelf in light of modern geological and geophysical data]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 2016, no. 4, pp. 77–88. (In Russ.).

4. Konторович A.E. et al., eds. *Geologiya nefti i gaza Sibirskoy platformy* [Oil and gas geology of the Siberian Platform]. Moscow, Nedra Publ., 1981, 552 p. (In Russ.).

5. Sobolev P.N., Lezhnin D.S., Panarin I.A., Gavriloва E.N., Pimenova A.M. [Geochemical criteria of petroleum potential of the Riphean-Paleozoic deposits of the Lena-Anabar regional trough and adjacent territories]. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy*, 2019, no. 8 (332), pp. 6274. (In Russ.).

6. Ivanov V.L. *Olenekskoye mestorozhdeniye bitumov* [Olenekskoe bitumen deposit]. Leningrad, Nedra Publ., 1979. 104 p. (In Russ.).

7. Gramberg I.S., Kalinko M.K., Puk P.S., Sorokov D.S. [On further petroleum exploration in main



prospects of northern Siberia]. *Trudy NIIGA*, 1961, vol. 123, iss. 16, pp. 95–101. (In Russ.).

8. Kalinko M.K. [Results of prospecting and exploration of oil and gas in the Anabar–Khatanga interfluvial area (Nordvik region)]. *Neftegazonosnost severa Sibiri* [Oil and gas content of the North Siberia]. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 1958, pp. 134–170. (In Russ.).

9. Bakay E.A., Smirnova M.E., Korobova N.I., Nadezhkin D.V. The lithological-geochemical characteristics for the Permian oil-and-gas bearing complex of the Lena-Anabar Trough (based on the example of Ust'-Olenekskaya well no. 2370). *Moscow University Geology Bulletin*, ser. 4. Geology, 2016, no. 1, pp. 181–193. (In Russ.).

10. Kashirtsev V.A., Kontorovich A.E., Ivanov V.L., Safronov A.F. [Natural bitumen fields in the northeast of the Siberian Platform (Russian Arctic sector)]. *Russian Geology and Geophysics*, 2010, vol. 51, no. 1, pp. 72–82.

11. Nalivkin D.V. *Uchenie o fatsiyakh* [Teaching of facies], vol. 1. Moscow, Leningrad, AS USSR Publ., 1956. 534 p. (In Russ.).

12. Pronkin A.P., Savchenko V.I., Shumsky B.V. [Oil and gas potential of the Khatanga Bay]. *Off-shore Russia. Mirovyye trendy i tekhnologii morskoy neftegazodobychi*, 2013, no. 1, pp. 18–22. (In Russ.).

13. Kontorovich V.A., Kalinin A. Yu., Kalinina L.M., Solovyev M.V. [Seismic models and petroleum potential of sedimentary complexes in Arctic regions of the Lena-

Tunguska petroleum Province (Anabar-Khatanga, Lena-Anabar petroleum regions)]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 2019, no. 5, pp. 15–26. (In Russ.).

14. Kontorovich V.A., Kontorovich A.E., Gubin I.A., et al. The Neoproterozoic–Phanerozoic section of the Anabar-Lena Province: structural framework, geological model, and petroleum potential. *Russian Geology and Geophysics*, 2013, vol. 54, no. 8, pp. 980–996.

15. Kontorovich V.A., Kalinina L.M., Kalinina A.Yu., Solovyev M.V. [Structure-tectonic characteristics and petroleum potential of the Anabar-Khatanga saddle (Khatanga Bay of the Laptev Sea and adjacent territories)]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 2019, vol. 14, no. 3, p. 9. (In Russ.).

16. Frolov S.V., Korobova N.I., Bakay E.A., Kudrina N.S. [Hydrocarbon systems and oil and gas potential prospects of the Anabar-Lena trough]. *Georesursy – Georesources*, 2017, sp. issue, part 2, pp. 173–185. (In Russ.).

17. Dushenin D., Milyaev D. Automation of the analysis of the efficiency of geological exploration for oil and gas. *Conference Proceedings, Geomodel 2018*, Sep. 2018, vol. 2018, pp. 1–5. Available at: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201802353>.

18. Milyaev D. Risk reduction in hydrocarbons prospecting by evaluation of geological and economic constraints. *Conference Proceedings, Geomodel 2018*, Sep. 2018, vol. 2018, pp. 1–5. Available at: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201802355>.

© Д. С. Лежнин, Д. В. Милев, П. Н. Соболев,
Д. И. Душенин, А. А. Самохин, 2020



НАШИ АВТОРЫ

- АЛЕКСЕЕВА Полина Артемовна**, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, аспирант; ООО «Лукойл-Инжиниринг», геолог 2-й кат. *E-mail: Igor.Kerusov@lukoil.com*
- АРСЕНТЬЕВА Ирина Викторовна**, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва, Россия, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: arsenteva@tsnigri.ru*
- БАБУШКИН Сергей Михайлович**, Сейсмологический филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (СЕФ ФИЦ ЕГС РАН), Новосибирск, Россия, зам. директора. *E-mail: bab@gs.sbras.ru*
- БРЫСИН Михаил Павлович**, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва, Россия, науч. сотр. *E-mail: brysin@tsnigri.ru*
- ВАРАКСИНА Ирина Валерьевна**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: VaraksinaIV@ipgg.sbras.ru*
- ВОРОБЬЕВА Лилия Федоровна**, ООО «Лукойл-Инжиниринг», Россия, Москва, нач. отдела. *E-mail: Liliya.Vorobieva@lukoil.com*
- ГУСЕВ Анатолий Иванович**, Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет им. В. М. Шукшина, Бийск, Алтайский край, Россия, д. г.-м. н., проф. *E-mail: anzerg@mail.ru*
- ГУСЕВ Николай Иванович**, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, зав. отделом, к. г.-м. н. *E-mail: Nikolay_Gusev@vsegei.ru*
- ДУШЕНИН Дмитрий Игоревич**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, зав. лабораторией; к. ф.-м. н. *E-mail: dushenin@sniiggims.ru*
- ЕГОРОВА Наталья Евгеньевна**, Институт недропользования Иркутского национального технического университета (ИрННТУ), Иркутск, Россия, ст. преподаватель. *E-mail: egorova_ne@ex.istu.edu*
- ЗУБКОВ Михаил Юрьевич**, ООО «ЗапСибГЦ», Тюмень, Россия, директор, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: ZubkovMYu@mail.ru*
- КЕРУСОВ Игорь Николаевич**, ООО «Лукойл-Инжиниринг», начальник центра сейсмических исследований; Российский государственный университет нефти и газа им. И. М. Губкина, доцент, Москва, Россия, к. г.-м. н. *E-mail: Igor.Kerusov@lukoil.com*
- КУПРИЯНОВА Екатерина Константиновна**, Московский государственный университет (МГУ) им. М. В. Ломоносова, аспирант; ООО «Лукойл-Инжиниринг», геофизик, Москва, Россия. *E-mail: ktyakupr@mail.ru*
- ЛЕЖНИН Данил Сергеевич**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, зав. лабораторией. *E-mail: lezhnin@sniiggims.ru*
- ЛЕЙБГАМ Полина Никодимовна**, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва, Россия, инженер. *E-mail: leibham@tsnigri.ru*
- МИЛЯЕВ Дмитрий Владимирович**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, нач. отдела, к. э. н. *E-mail: mdv@sniiggims.ru*
- МИЛЯЕВ Сергей Анатольевич**, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва, Россия, вед. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: milyaev@tsnigri.ru*
- МОИСЕЕВ Сергей Владимирович**, ООО «Лукойл-Инжиниринг», вед. геофизик; Московский государственный университет (МГУ) им. М. В. Ломоносова, аспирант, Москва, Россия. *E-mail: Sergey.v.Moiseev@lukoil.com*
- НЕВЕДРОВА Нина Николаевна**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, гл. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: NevedrovaNN@ipgg.sbras.ru*
- НЕЧАЕВ Олег Валентинович**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. ф.-м. н. *E-mail: oleg.v.nechaev@gmail.com*
- ПЕТРОВ Алексей Михайлович**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, мл. науч. сотр. *E-mail: alex_1993_08@mail.ru*
- ПРЕДТЕЧЕНСКАЯ Елена Андреевна**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, вед. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: predel@sniiggims.ru*
- САЙФУТДИНОВ Рауф Шавкатович**, ПАО «Лукойл», Москва, Россия, гл. специалист. *E-mail: rauf.sayfutdinov@gmail.com*
- САМОХИН Артем Анатольевич**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, науч. сотр. *E-mail Samohin@sniiggims.ru*
- САНЧАА Айдиса Михайловна**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, зав. лабораторией, к. г.-м. н. *E-mail: SanchaaAM@ipgg.sbras.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 (ИНГГ) им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, гл. науч. сотр., д. т. н. *E-mail: SuhorukovaKV@ipgg.sbras.ru*
- СЫСОЕВ Анатолий Петрович**, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия, науч. консультант, д. т. н. *E-mail: Sysoev-50@mail.ru*
- ХОМИЧЕВ Валентин Леонидович**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия, гл. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: journal@sniiggims.ru*
- ЧЕРНЫХ Александр Иванович**, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва, Россия, генеральный директор, к. г.-м. н. *E-mail: chernykh@tsnigri.ru*



OUR AUTHORS

ALEKSEEVA Polina, M.V.Lomonosov Moscow State University, Lukoil-Engineering, Moscow, Russia. *E-mail: Polina.Alexeeva@lukoil.com*

ARSENTYEVA Irina, PhD, Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), Moscow, Russia. *E-mail: arsenteva@tsnigri.ru*

BABUSHKIN Sergey, Seismological Branch of the Federal Research Center "Unitid Geophysical Survey of the RAS (SEF FRC EGS RAS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: bab@gs.sbras.ru*

BRY SIN Mikhail, Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), Moscow, Russia. *E-mail: brysin@tsnigri.ru*

CHERNYKH Alexandr, PhD, Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), Moscow, Russia. *E-mail: chernykh@tsnigri.ru*

DUSHENIN Dmitriy, PhD, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: dushenin@sniiggims.ru*

EGOROVA Natalia, Institute of Subsoil Use of the Irkutsk National Technical University (IRNITU), Irkutsk, Russia. *E-mail: egorova_ne@ex.istu.edu*

GUSEV Anatoliy, DSc, Prof., V.M.Shukshin Altai State Humanities Pedagogical University, Biysk, Altai Region, Russia. *E-mail: anzerg@mail.ru*

GUSEV Nikolay, PhD, A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Russia. *E-mail: Nikolay_Gusev@vsegei.ru*

KERUSOV Igor, PhD, Lukoil-Engineering; I.M.Gubkin Oil and Gas University, Moscow, Russia. *E-mail: Igor.Kerusov@lukoil.com*

KHOMICHEV Valentin, DSc, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: journal@sniiggims.ru*

KUPRIYANOVA Ekaterina, M.V.Lomonosov Moscow State University, Lukoil-Engineering, Russia, Moscow. *E-mail: katyakupr@mail.ru*

LEIBGAM Polina, Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), Moscow, Russia. *E-mail: leibham@tsnigri.ru*

LEZH NIN Danil, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: lezhnin@sniiggims.ru*

MILYAEV Dmitriy, PhD, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: mdv@sniiggims.ru*

MILYAEV Sergey, PhD, Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (TsNIGRI), Moscow, Russia. *E-mail: milyaev@tsnigri.ru*

MOISEEV Sergey, Lukoil-Engineering; M.V.Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia. *E-mail: Sergey.v.Moiseev@lukoil.com*

NECHAEV Oleg, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geophysics and Geology (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: oleg.v.nechaev@gmail.com*

NEVEDROVA Nina, DSc, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: NevedrovaNN@ipgg.sbras.ru*

PETROV Aleksey, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geophysics and Geology (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: alex_1993_08@mail.ru*

PREDTECHENSKAYA Elena, DSc, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: predel@sniiggims.ru*

SAMOKHIN Artem, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: Samohin@sniiggims.ru*

SANCHAA Aidisa, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: SanchaaAM@ipgg.sbras.ru*

SAYFUTDINOV Rauf, Lukoil Oil Company, Moscow, Russia. *E-mail: rauf.sayfutdinov@gmail.com*

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 Institute of Petroleum Geophysics and Geology (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: SuhorukovaKV@ipgg.sbras.ru*

SYSOEV Anatoliy, DSc, A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia. *E-mail: Sysoev-50@mail.ru*

VARAKSINA Irina, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: VaraksinaIV@ipgg.sbras.ru*

VOROBYEVA Liliya, Lukoil-Engineering, Moscow, Russia. *E-mail: Liliya.Vorobieva@lukoil.com*

ZUBKOV Mikhail, PhD, ZapSibGTs, Tyumen, Russia. *E-mail: ZubkovMYu@mail.ru*

Подписано в печать 15.09.20. Формат 60×84/8. Бумага офсетная 80 г/м². Печать цифровая.

Тираж 100 экз. Гарнитура Calibri. Объем 14,4 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