ISSN 1608-5043 (Print)
ISSN 1608-5078 (Online)

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ГЕОРЕСУРСЫ

www.geors.ru

Т. 27. № 1. 2025



GEORESURSY GEORESOURCES. SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL

ISSN 1608-5043 (Print)
ISSN 1608-5078 (Online)

www.geors.ru
e-mail: mail@geors.ru

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ГЕОРЕСУРСЫ

Т. 27. № 1. 2025

Содержание

Слово Главного редактора

Георесурсы России на фоне внешних и внутренних перемен
А.В. Соколов

Редакционная статья

Руководство по инвестициям в поиск и разведку полезных ископаемых, или как не потерять веру в людей и последнюю рубашку (особенности юниорного бизнеса в некотором царстве, некотором государстве) 3
Д.Д. Агапитов

Статьи

Добыча нефти и газа в королевстве Саудовская Аравия: сравнение с нефтегазовым сектором США 23
Н.Н. Пусенкова, М.А. Светенко, А.В. Соколов

Рифейские депоцентры и происхождение залежей нефти Ромашкинского и Ярегского месторождений 35
К.О. Соборнов

Методика количественной оценки неоднородности распределения нефтенасыщения в терригенных породах-коллекторах 51
А.В. Постников, О.В. Постникова, Е.С. Изъюрова, И.А. Сабиров, О.В. Сивальнева, А.Д. Изъюров, О.А. Зуева, Р.Р. Юнусов

Воспроизведение структуры пустотного пространства ачимовских песчаников Восточно-Уренгойского месторождения в искусственно созданной геометрии кремниевого микрофлюидного чипа 63
М.Р. Латыпова, Д.И. Перепонов, В.В. Казаку, А. Щербакова, И.Г. Марясев, Р.А. Мухин, Е.Д. Шилов, А.Н. Черемисин, В.Л. Косоруков, В.В. Чуркина, М.А. Тархов, В.А. Штинов, Т.Э. Нигматуллин, Э.С. Батыршин, И.В. Самсонов

Мансуровская толща Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: стратиграфия, состав отложений и условия их формирования 81
А.М. Фазлиахметов, О.Ю. Мельничук, В.Ф. Юлдашбаева

Особенности аутигенной минерализации и геохимических процессов фоссилизации позвонков морских рептилий (оксфорд-киммеридж Республики Татарстан) 101
М.С. Глухов, О.П. Шиловский, А.Р. Гайнанова, А.И. Муллакаев

Применение литолого-геохимического подхода для определения генезиса каверновых коллекторов доломитового резервуара (нижний девон, Гыданский полуостров) 114
К.Ю. Васильева, В.Б. Ершова, А.П. Вилесов, Т.Г. Окунева, А.Д. Рыбакова, Н.Г. Солошенко, В.Ю. Прокофьев, А.Е. Маслобоева, Д.А. Севрюков, И.Ю. Бугрова

Литологическое строение и нефтегазоматеринский потенциал черноярского горизонта в центральной части Рубежинского прогиба (по результатам бурения) 125
В.А. Рыбакова, А.П. Вилесов, В.А. Козлова, Н.Ю. Гребенкина, В.С. Леденев, Д.В. Солодов

Журнал «Георесурсы» – рецензируемое научно-техническое издание. Издается с 1999 года.

Главный редактор
А.В. Соколов, ООО «ПЕТРОГЕКО» Нижневартовск, Россия

Редакционная коллегия
Д.Д. Агапитов, ООО «Институт геотехнологий» (Группа ИГТ), Москва, Россия
С.Г. Кузьменков, Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, Россия
А.А. Лутфуллин, ПАО «Татнефть» им. В.Д. Шашина, Альметьевск, Россия
А.А. Нежданов, Западно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии и геофизики, Тюмень, Россия
В.В. Силантьев, Казанский (Приволжский) Федеральный университет, Казань, Россия
К.О. Соборнов, ООО «Северо-Запад», Москва, Россия
М.Ю. Спасенных, Сколковский институт науки и технологий, Москва, Россия
А.В. Ступакова, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
Р.Ф. Якупов, Уфимский государственный нефтяной технический университет в г. Октябрьском; ООО «Башнефть-Добыча» ПАО НК «Роснефть»
T. Koning, Independent Consultant, Calgary, Canada

Полнотекстовая электронная версия журнала в открытом доступе: **www.geors.ru**, **elibrary.ru**

Редакция
Заместитель Главного редактора – Ответственный секретарь: **Д.А. Христофорова**
Научный редактор: Г.И. Мухамадуллина; специалист по компьютерной верстке: И.С. Абросимова; специалист по переводу: А.В. Муравьев; веб-редактор: А.П. Сабиров

Адрес редакции и издателя
Россия, 420087, Республика Татарстан, Казань, ул. Аметьевская магистраль, д. 18, корп. 2, к. 3
Тел: +7 927 0390530, e-mail: mail@geors.ru
Учредитель: Д.А. Христофорова
Издатель: ООО «Георесурсы»

Свидетельство о регистрации СМИ:
ПИ № ФС77-79665 от 27 ноября 2020 г., выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор)

Периодичность выпуска журнала: 4 раза в год

Дата выхода в свет 30.03.2025. Тираж 1000. Цена: бесплатно.
Отпечатано в АО «Издательский Дом «Казанская Недвижимость». Россия, 420029, Казань, ул. Сибирский тракт, д.34, корп. 4, оф. 324

При цитировании ссылка на журнал «Георесурсы» обязательна

© 2025 Научно-технический журнал Георесурсы»
Под изданием ООО «Георесурсы»

Материалы журнала доступны под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

ISSN 1608-5043 (Print)
ISSN 1608-5078 (Online)

www.geors.ru
e-mail: mail@geors.ru

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
ГЕОРЕСУРСЫ

Т. 27. № 1. 2025

Индексация журнала

Журнал включен/индексируется в:

- **Scopus**
- **Web of Science (ESCI)**
- **RSCI**
- **Ядро РИНЦ**
- **Белый список** (уровень 2)
- **Перечень ВАК** (категория К1)

Квартиль журнала Q2
по данным SCImago (SJR)
(в 2023 г. по направлениям
«Геология» и «Геофизика»)

Содержание

Статьи

Особенности реконструкции современных напряжений в карбонатных породах на примере нефтяного месторождения Республики Татарстан.....135
Э.Р. Зиганшин, В.Е. Косарев, А.В. Фаттахов, С.И. Гильфанов, М.А. Скоробогатова, А.Д. Маликов, А.С. Сергеев

Минеральный состав и условия метаморфизма вмещающих толщ Горевского полиметаллического месторождения (Енисейский кряж)....144
В.Е. Волкова, В.П. Сухоруков

Нанозолото и пленочно-глобулярные наноструктуры в образцах самородного золота месторождения Пионер (Приамурье) 162
П.П. Сафронов, Н.В. Моисеенко, И.В. Кузнецова

Минералого-геохимическая характеристика россыпного и рудного золота района верховий р. Амазар (Могочинский золоторудный район, восточное Забайкалье) 178
В.В. Колпаков, П.А. Неволько, Д.Е. Дранишникова

Геохимия и петрогенезис магматических пород Кутуевского Au-Cu-порфирового рудопроявления (Южный Урал).....194
С.Е. Знаменский

Модель формирования позднефаменско-турнейских отложений в пределах осевой и бортовой зон Сарайлинского прогиба (Республика Татарстан) 208
А.Н. Кольчугин, А.Ф. Сафаров, М.Ф. Валидов, А.М. Калимуллин, Б.Г. Ганиев, А.А. Лутфуллин, К.Д. Шуматбаев, Р.М. Хабипов, А.И. Хайдарова, Э.А. Королев, А.С. Хаюзкин

Характеристика органического вещества доманиковых отложений и насыщающих их флюидов на территории Республики Татарстан.....221
Т.В. Григоренко, Г.Г. Савостин, А.Г. Калмыков, М.С. Тихонова, О.Н. Видищева, М.О. Костышина, М.Л. Махнутина, В.Д. Стороженко, Г.А. Калмыков, Н.А. Назимов

Результаты изучения вещественного состава и U-Pb (LA-ICP-MS) возраста детритовых цирконов из терригенных пород ванаварской и оскобинской свит Камовского свода Байкитской антеклизы.....236
А.В. Плюснин, З.Л. Мотова, И.В. Афонин, Е.М. Томилина, Д.А. Староселец, Е.Е. Белозеров, И.Р. Халиков, М.В. Шалдыбин, И.А. Яшин, В.А. Фомин

Целесообразность удаленного размещения от нагнетательной скважины водоизолирующего состава в высокопроницаемом слое 261
Д.Р. Салимьянова, К.А. Поташев, В.В. Баушин

Моделирование карбонатного резервуара сверхвязкой нефти казанского яруса для определения приоритетных направлений освоения 267
Р.А. Мударисова, Р.Г. Лукьянова, С.Е. Валеева, Б.В. Успенский, Д.И. Петрова, И.И. Мухаматдинов

Применение статистических методов оценки трещиноватых коллекторов по промысловым данным.....275
А.И. Щекин

Опыт применения секвенс-стратиграфического подхода для детального изучения верхнедевонско-турнейского клиноформного комплекса Актаныш-Чишминского прогиба.....284
Р.В. Мирнов, Л.Н. Чанышева

ISSN 1608-5043 (Print)
ISSN 1608-5078 (Online)

www.geors.ru
e-mail: mail@geors.ru

SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL

GEORESURSY

Key title: "Georesursy". Parallel title: "Georesources"

V. 27. Is. 1. 2025

Editor in Chief: Alexander V. Sokolov
PETROGECO LLC
Nizhnevartovsk, Russian Federation

Editorial Board
Dmitry D. Agapitov, Institute of Geotechnology, Moscow, Russian Federation
Tako Koning, Independent Consultant, Calgary, Canada
Stanislav G. Kuzmenkov, Yugra State University, Khanty-Mansiysk, Russian Federation
Azat A. Lutfullin, Tatneft PJSC, Almetyevsk, Russian Federation
Alexey A. Nezhdanov, West Siberian Research Institute of Geology and Geophysics, Tyumen, Russian Federation
Vladimir V. Silantiev, Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russian Federation
Konstantin O. Sobornov, Nord-West Geophysics Company, Moscow, Russian Federation
Mikhail Yu. Spasennykh, Skoltech, Moscow, Russian Federation
Antonina V. Stoupakova, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation
Rustem F. Yakupov, Ufa State Petroleum Technical University in Oktyabrsky; Bashneft-Dobycha LLC, Rosneft, Ufa, Russian Federation

Georesursy (Georesources) is a peer-reviewed Scientific and Technical Journal published since 1999.

The journal is included/indexed in:
- **Scopus;**
- **Web of Science (ESCI);**
- **DOAJ;**
- **CAS databases;**
- **GeoRef database;**
- **Ulrich's Periodicals Directory.**

The full-text e-versions of the articles are available on:
www.geors.ru



Table of Contents

Editor-in-chief's column

Georesources of Russia against the Background of External and Internal Changes
A.V. Sokolov

Editorial

A Guide to Investing in Mineral Prospecting and Exploration or How Not to Lose Faith in People and the Last Shirt (Peculiarities of Junior Business in Some Kingdom, Some State) 3
D.D. Agapitov

Articles

Oil and Gas Production in Saudi Arabia: Comparison with the US Petroleum Sector 23
N.N. Poussenkova, M.A. Svetenko, A.V. Sokolov

Depocenters and Origin of Oil Deposits of the Romashkinskoye and Yaregskoye Fields 35
K.O. Sobornov

Methodology for Quantifying the Heterogeneity of the Distribution of Oil Saturation in Terrigenous Reservoir Rocks 51
A.V. Postnikov, O.V. Postnikova, E.S. Iz'yurova, I.A. Sabirov, O.V. Sivalneva, A.D. Iz'yurov, O.A. Zueva, R.R. Yunusov

Repetition of the Void Space Structure of Achimov Sandstones of the East Urengoyskoye Field in Artificially Created Geometry of a Silicon Microfluidic Chip 63
M.R. Latypova, D.I. Pereponov, V.V. Kazaku, A. Scerbacova, I.G. Maryasev, R.A. Mukhin, E.D. Shilov, A.N. Cheremisin, V.L. Kosorukov, V.V. Churkina, M.A. Tarkhov, V.A. Shtinov, T.E. Nigmatullin, E.S. Batyrshin, I.V. Samsonov

The Mansurovo Formation of the West Magnitogorsk Zone in the Southern Urals: Stratigraphy, Composition and Sedimentary Environments 81
A.M. Fazliakhmetov, O.Ju. Melnichuk, V.F. Juldashbaeva

Features of Authigenic Mineralization and Geochemical Processes of Fossilization of Marine Reptile Vertebrae (Oxford-Kimmeridge, Republic of Tatarstan) 101
M.S. Glukhov, O.P. Shilovsky, A.R. Gainanova, A.I. Mullakaev

Application of Lithological and Geochemical Approach to Determine the Genesis of Dolomite Cavernous Reservoir (Lower Devonian, Gydan Peninsula) 114
K.Yu. Vasileva, V.B. Ershova, A.P. Vilesov, T.G. Okuneva, A.D. Rybakova, N.G. Soloshenko, V.Yu. Prokofiev, A.E. Masloboeva, D.A. Sevrukov, I.Yu. Bugrova

Lithological Structure and Oil and Gas Source Potential of the Chernoyarsk Horizon in the Central Part of the Rubezhinsky Trough (Based on Drilling Results) 125
V.A. Rybakova, A.P. Vilesov, V.A. Kozlova, N.Yu. Grebenkina, V.S. Ledenev, D.V. Solodov

Features of Stress State Reconstruction in Carbonate Rocks on the Example of an Oil Field of the Republic of Tatarstan 135
E.R. Ziganshin, V.E. Kosarev, A.V. Fattakhov S.I. Gilfanov, M.A. Skorobogatova, A.D. Malikov, A.S. Sergeev

ISSN 1608-5043 (Print)
ISSN 1608-5078 (Online)

www.geors.ru
e-mail: mail@geors.ru

SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL
GEORESURSY

V. 27. Is. 1. 2025

Editorial office
Deputy Chief Editor: Daria Khristoforova
Scientific Editor: Guzel Mukhamadullina
Editor: Irina Abrosimova
Translator: Alexander Muraviev
Web-editor: Artur Sabirov

Publisher: Georesursy LLC
Editorial and Publisher's address:
Avetievskaya magistral st., 18, build. 2,
ap. 3, Kazan, Republic of Tatarstan, 420087,
Russian Federation
Phone: +7 927 0390530
e-mail: mail@geors.ru

All the materials of the Journal Georesursy are available under the CC BY license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

Registered by the Federal Service for Supervision of Communications and Mass Media No. PI FS77-38832

The Journal is issued 4 times a year
Circulation: 1000 copies
Issue date: March 30, 2025

© 2025 Scientific and Technical Journal Georesursy (Georesources)

Published by Georesursy LLC

Table of Contents

Articles

Mineral Composition and Metamorphic Conditions of the Host Rocks of the Gorevskoye Polymetallic Deposit (Yenisei Ridge, Krasnoyarsk Region, Russia) 144
V.E. Volkova, V.P. Sukhorukov

Nano-Gold and Film-Globular Nanostructures in Samples of Native Gold Deposit Pioneer (Amur Region, Russia) 162
P.P. Safronov, N.V. Moiseenko, I.V. Kuznetsova

Mineralogical and Geochemical Characteristics of Placer and Ore Gold in the Upper Reaches of the Amazar River (Mogochinsky Gold Mining District, Eastern Transbaikalia) 178
V.V. Kolpakov, P.A. Nevolko, D.E. Dranishnikova

Geochemistry and Petrogenesis of Igneous Rocks of the Kutuevsky Au-Cu Porphyry Ore Occurrence (Southern Urals) ... 194
S.E. Znamensky

Model of Upper Famennian-Tournaisian Formations within the Axial and Margin Zones of the Saraylinsky Depression (Republic of Tatarstan, Russia) 208
A.N. Kolchugin, A.F. Safarov, M.F. Validov, A.M. Kalimullin, B.G. Ganiev, A.A. Lutfullin, K.D. Shumatbaev, R.M. Khabipov, A.I. Khaidarova, E.A. Korolev, A.S. Khayuzkin

Domanic Oil Shale Sediments Organic Matter and Saturating Fluids Characteristics on the Territory of the Tatarstan Republic 221
T.V. Grigorenko, G.G. Savostin, A.G. Kalmykov, M.S. Tikhonova, O.N. Vidishcheva, M.O. Kostyshina, M.L. Makhnutina, V.D. Storozhenko, G.A. Kalmykov, N.A. Nazimov

Results of Studying the Material Composition and U-Pb (LA-ICP-MS) Age of Detrital Zircons From Terrigenous Rocks of the Vanavara and Oskobinskaya Formations of the Kamov Arch of the Baikit Antelise 236
A.V. Plusnin, Z.L. Motova, I.V. Afonin, E.M. Tomilina, D.A. Staroselets, E.E. Belozerov, I.R. Khalikov, M.V. Shaldybin, I.A. Yashin, V.A. Fomin

The expediency of remote location from an injection well of water shut-off material in a high-permeability sublayer 261
D.R. Salimyanova, K.A. Potashev, V.V. Baushin

Modeling of a carbonate reservoir of ultraviscous oil of the Kazanian Stage to determine priority areas for development 267
R.A. Mudarisova, R.G. Lukyanova, S.E. Valeeva, B.V. Uspensky, D.I. Petrova, I.I. Mukhamatdinov

Applying Statistical Methods to Assess Fractured Reservoirs Relying on Field Data 275
A.I. Shchekin

Experience of Using Sequence Stratigraphic Approach for Detailed Study of Upper Devonian-Tournaisian Clinoform Complex of Aktanysh-Chishminsky Trough 284
R.V. Mirnov, L.N. Chanysheva

www.georс.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.21 УДК 622.276

Добыча нефти и газа в королевстве Саудовская Аравия: сравнение с нефтегазовым сектором США

Н.Н. Пусенкова[1,2], М.А. Светенко[1], А.В. Соколов[3]*

[1]Национальный исследовательский институт мировой экономики и международных отношений им. Е.М. Примакова РАН, Москва, Россия
[2]Исследовательский центр ЭНЕРПО Европейского университета в Санкт-Петербурге, Санкт-Петербург, Россия
[3]ООО «ПЕТРОГЕКО», Нижневартовск, Россия

В статье рассматриваются текущее состояние и перспективы развития нефтегазового сектора королевства Саудовская Аравия (КСА), основу которого составляет национальная нефтяная компания Saudi Aramco. Авторы анализируют ресурсный потенциал, политику в области геологоразведки и нефтегазодобычи страны. Изучаются ее преимущества, такие как низкая себестоимость и минимальная углеродоемкость добычи, а также стратегический акцент Saudi Aramco на максимизации долгосрочной ценности запасов углеводородов.

Подчеркивается, что решающими факторами, позволяющими нефтяной промышленности КСА оставаться многие десятилетия лидером в мировой нефтегазодобыче, являются стратегическое видение правителей королевства, конструктивные отношения с международными нефтяными и сервисными компаниями, разумная налоговая система, успешная политика «саудизации», частичная приватизация Saudi Aramco, реализация саудовской программы Vision-2030 (Видение-2030), эффективное освоение неконвенциональных запасов углеводородов, разработка и применение передовых информационных технологий, развитие человеческого потенциала.

Особое внимание в статье уделено сравнительному анализу энергетической политики КСА и США, отмечаются их радикальные различия. Делается вывод о том, что разные модели развития нефтегазовых секторов КСА и США являются успешными при всех отличиях политических, экономических и социальных условий этих стран.

Ключевые слова: нефтегазовый сектор, королевство Саудовская Аравия, Saudi Aramco, национальная нефтяная компания, разведка и добыча, себестоимость добычи, углеродоемкость, неконвенциональные запасы, коэффициент извлечения нефти, технологический прогресс, налоговая политика, стратегия «саудизации», частичная приватизация, Vision-2030

Для цитирования: Пусенкова Н.Н., Светенко М.А., Соколов А.В. (2025). Добыча нефти и газа в королевстве Саудовская Аравия: сравнение с нефтегазовым сектором США. *Георесурсы,* 27(1), с. 23–34. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.21

Введение

Настоящая статья посвящена анализу текущего состояния и прогнозу развития нефтегазового сектора королевства Саудовская Аравия (КСА). Это исследование – второе в запланированном цикле статей, посвященных изучению нефтегазового сектора стран, которые оказывают существенное влияние на мировую добычу и потребление ископаемого топлива. Например, в статье «Добыча нефти и газа из сланцевых формаций в США: текущее состояние и прогнозы» (Иванов и др., 2024) рассматривался нефтегазовый комплекс США с акцентом на разработке углеводородов сланцевых формаций.

На протяжении многих десятилетий королевство Саудовская Аравия, созданное в 1932 году, остается ключевым игроком мирового нефтяного рынка и с 1971 года входит в первую тройку стран по добыче нефти, наряду с США и СССР/РФ (рис. 1). Сегодня Саудовская Аравия – лидер ОПЕК, балансирующий производитель, способный влиять на динамику мировых цен. Нефтегазовый сектор КСА базируется на Saudi Aramco, крупнейшей и самой влиятельной нефтяной компании мира по рейтингу Energy Intelligence[1]. Многие эксперты часто объясняют такое лидерство огромными запасами легко извлекаемой нефти. Но только ли в удачной геологии дело? В чем еще секреты успеха нефтегазового сектора страны? Каковы его перспективы в новых реалиях мировой энергетики? Чем модель развития саудовского нефтегазового сектора отличается от американской?

* Ответственный автор: Нина Николаевна Пусенкова
e-mail: npoussenkova@imemo.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

[1] В 2024 году первые четыре места в нем занимали Saudi Aramco, NIOC (Иран), CNPC (Китай), ExxonMobil (США), https://www.energyintel.com/top-100-executive-summary

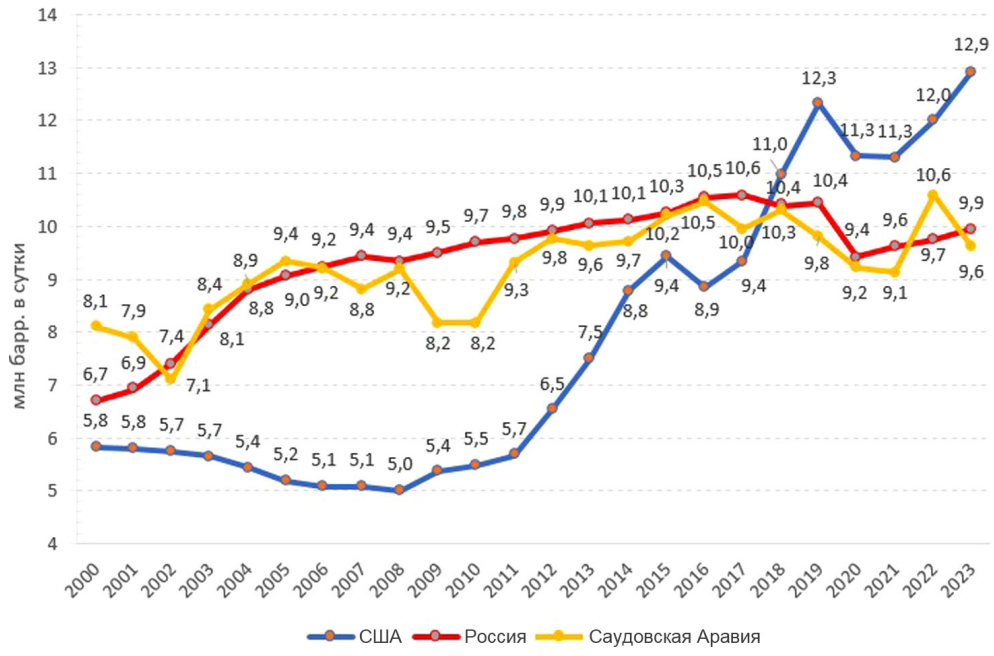


Рис. 1. Добыча нефти в Саудовской Аравии, США и России в 2000–2023 гг., млн барр./сутки. Источник: Statistical Review of World Energy, https://www.energyinst.org/statistical-review

Поиск ответов на эти вопросы особенно актуален сегодня, в условиях текущей геополитической турбулентности, когда возник существенный риск, что свободные добычные мощности КСА смогут оперативно заместить экспорт нефти из других стран. В этом плане следует помнить весьма поучительный пример 1990 года, когда Саудовская Аравия всего за 90 дней сумела восполнить более 3 млн барр. суточной добычи нефти Кувейта и Ирака, утраченной в результате вторжения Ирака в Кувейт.

Углеводородный потенциал КСА

Доказанные запасы нефти КСА – вторые в мире после Венесуэлы. По данным OPEC Annual Statistical Bulletin 2023[2], в 2022 году они составляли 267,2 млрд барр. (17,2% мировых доказанных запасов), и еще 2,5 млрд барр. находятся в Нейтральной зоне. По доказанным запасам газа (9,51 трлн куб.м в 2022 году) КСА занимает шестое место в мире после РФ, Ирана, Катара, США и Туркменистана[2].

В стране открыто 136 месторождений (в т.ч. 21 газовое), которые весьма компактно расположены в центральном регионе и восточных провинциях королевства (рис. 2). Особо следует отметить, что 67% запасов нефти сосредоточены всего в девяти гигантах, включая крупнейшее на планете месторождение Ghawar, обеспечившее половину кумулятивной добычи нефти в Саудовской Аравии (рис. 3), и Safaniya – самое большое в мире морское месторождение.

Примечательна история месторождения Ghawar, которое официально было открыто в 1948 году. Однако, как тогда считали геологи, они обнаружили просто достаточно крупную залежь. По факту, осознание гигантских размеров находки пришло намного позже, когда были открыты пять месторождений: в 1948 году – Ain Dar, 1949 – Haradh, 1951 – Uthmaniyah, 1952 – Shedgum и в 1953 году – Hawiyah, которые впоследствии образовали единое нефтеносное поле размерами 280 х 40 км (рис. 4).

Месторождение Ghawar приурочено к антиклинальной структуре в пределах Аравийской плиты. Нефтеносная карбонатная толща Arab Formation (средне- и верхнеюрские известняки) на глубине 1550–2050 м (рис. 5) характеризуется следующими показателями: средняя эффективная мощность коллектора – 100 м; средняя проницаемость – 617 мД; средняя пористость – 16%. Залежи пластовые сводовые и одна массивная[3]. В эксплуатации месторождение находится с 1951 года, накопленная добыча нефти (по Rystard Energy) достигла 9,6 млрд т. Остаточные запасы 2P равны 10,6 млрд т. Текущие доказанные запасы 1P по аудиту D&M составляют 6,2 млрд т[4]. В 1993 году обводненность продукции равнялась 25%. К середине 2000-х она повысилась до 33%. В настоящее время, спустя 75 лет с начала добычи, текущая обводненность на Ghawar вышла на 50%[5]. Крайне важно отметить, что на месторождении Ghawar насчитывается чуть более 3000 работающих скважин.

Залежи газа на месторождении Ghawar выявлены в пермских карбонатных отложениях, пермско-каменноугольных и девонских песчаниках на глубинах 3–4,3 км. Остальные газовые месторождения, расположенные к югу от Ghawar, содержат обогащенный газ. Северные морские месторождения (Karan, Arabiyah, и Hasbah) содержат сухой обедненный газ.

[2]OPEC Annual Statistical Bulletin 2023, https://www.opec.org/opec_web/en/publications/202.htm

[3]Projects, Ghawar Oil Field, NS Energy, October 3 2019. https://www.nsenergybusiness.com/projects/ghawar-oil-field/?cf-view

[4]Ghawar Oil Field, Offshore Technology, 11.12.2020, https://www.offshore-technology.com/projects/ghawar-oil-field/?cf-view

[5]Aramco's Mythical Ghawar Field Could Be Its Weak Spot, OilPrice, 02.04.2019, https://oilprice.com/Energy/Crude-Oil/Aramcos-Mythical-Ghawar-Field-Could-Be-Its-Weak-Spot.html; Is peak oil closer than we think? Saudi Aramco reveals a troubling fact about the world's biggest oil field, Globe and Mail, 05.04.2019, https://www.theglobeandmail.com/business/commentary/article-is-peak-oil-closer-than-we-think-saudi-aramco-reveals-a-troubling/; Saudi Aramco's Staggering Valuation Does Not Accurately Reflect its Risk Profile, Seeking Alpha, 23.12.2019, https://seekingalpha.com/article/4313887-saudi-aramcos-staggering-valuation-not-accurately-reflect-risk-profile

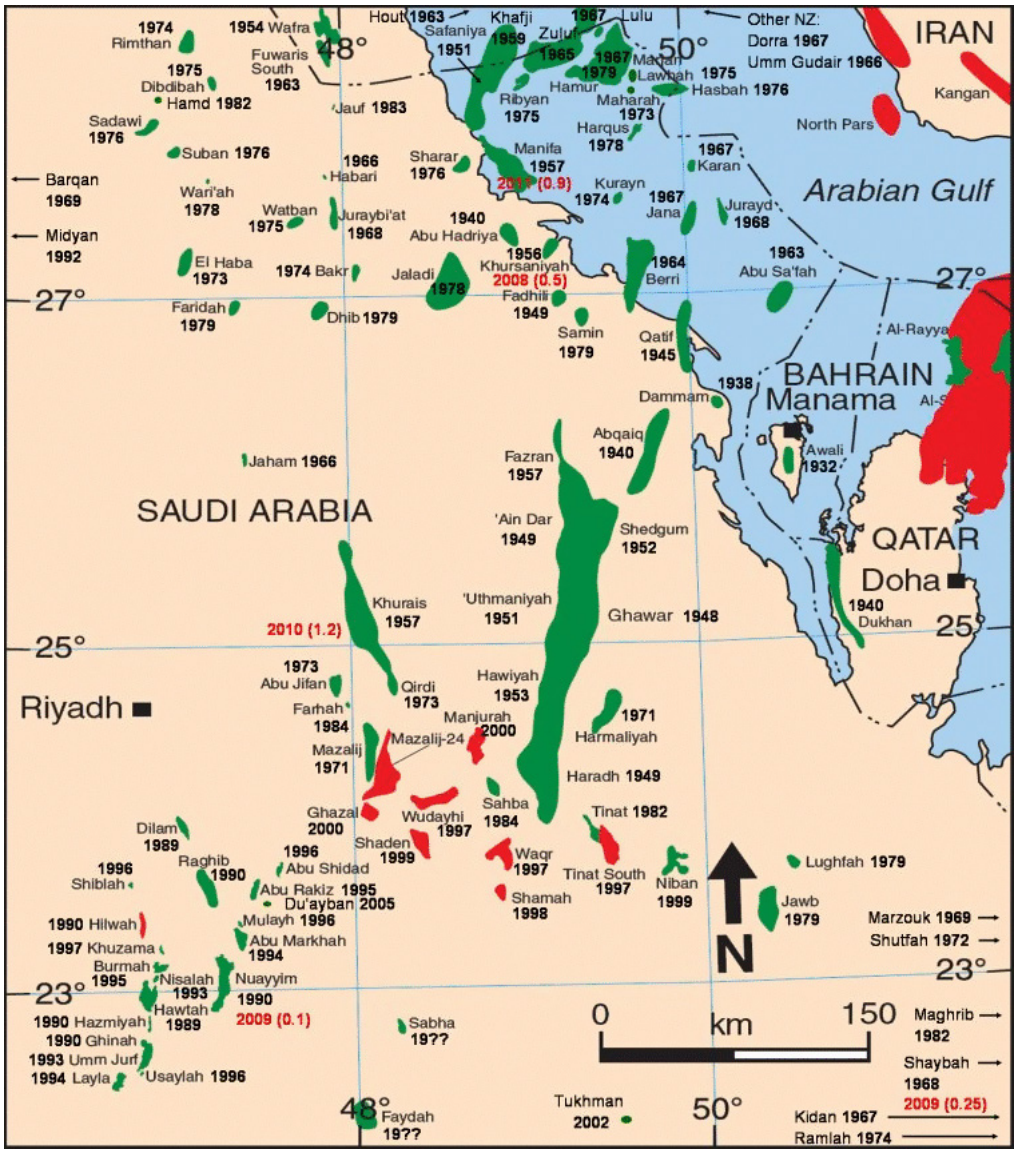


Рис. 2. Схема месторождений нефти и газа Саудовской Аравии. Источник: Energy Consulting Group, https://energy-cg.com/OPEC/SaudiArabia/OPEC_SaudiArabia_Ghawar.html

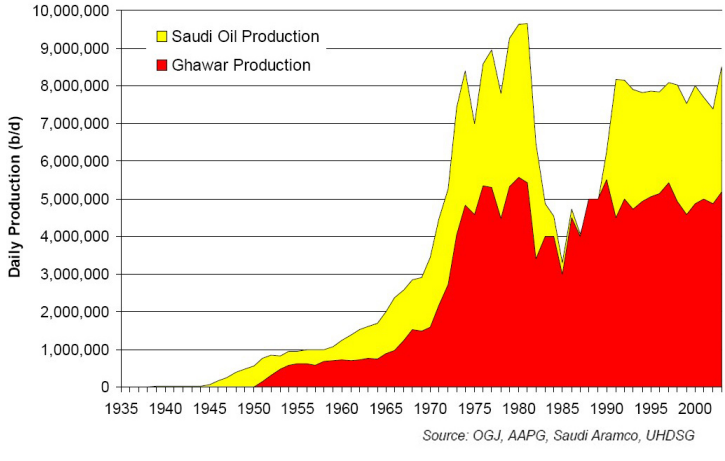


Рис. 3. Структура добычи нефти в КСА. Источник: Energy Consulting Group, https://energy-cg.com/OPEC/SaudiArabia/OPEC_SaudiArabia_Ghawar.html

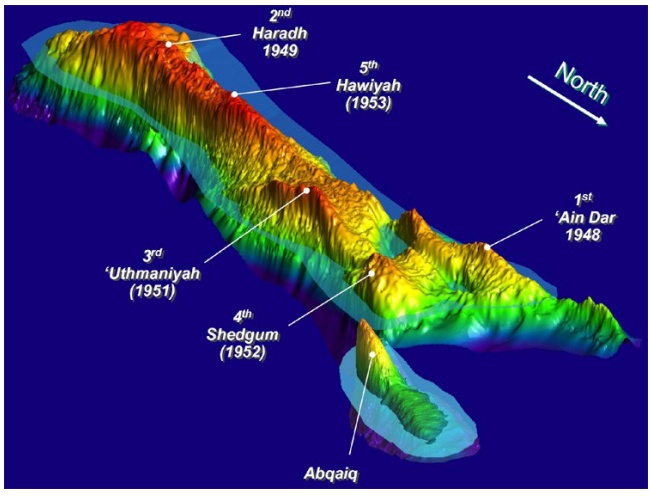


Рис. 4. Хронология открытия месторождения Ghawar. Источник: Energy Consulting Group, https://energy-cg.com/OPEC/SaudiArabia/OPEC_SaudiArabia_Ghawar.htm

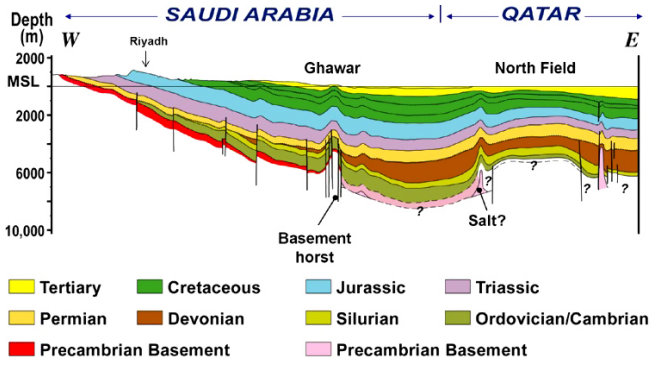


Рис. 5. Схематический геологический разрез месторождения Ghawar. Источник: Energy Consulting Group, https://energy-cg.com/OPEC/SaudiArabia/OPEC_SaudiArabia_Ghawar.htm

Кроме того, при добыче нефти извлекаются большие объемы попутного нефтяного газа. Весь газ, добытый в королевстве, потребляется внутри страны.

В таблицах 1 и 2 приводятся основные сведения о качестве нефти и некоторые характеристики крупнейших месторождений КСА.

В настоящее время в КСА завершается обустройство трех новых нефтяных месторождений, что может привести к существенному увеличению добычи в ближайшие два года (табл. 3).

Добыча углеводородов

Мнения экспертов по поводу добычного потенциала КСА различаются, отчасти из-за информационной закрытости сектора. В начале 2000-х годов вышла книга «Twilight in the Desert» (Сумерки в пустыне) (Simmons, 2004), автор которой, Мэтью Симмонс, утверждал, что нефтяные месторождения КСА вступили в стадию падающей добычи, и что страна вряд ли сможет значительно превысить объем в 10 млн барр./с. Он считал, что 90% нефти королевства добывается на пяти огромных месторождениях, открытых с 1940 по 1965 год. После 1970-х годов гигантов больше найдено не было, хотя вся территория Саудовской Аравии досконально разведана самыми передовыми методами. Более того, Симмонс отмечал, что Saudi Aramco уже давно прибегает к вторичным методам увеличения нефтеотдачи. Он признавал, что компания применяла «золотой стандарт» управления пластами: сбор и анализ данных, а также использование «лучшей в своем классе» нефтепромысловой технологии были превосходными. Закачка воды в пласт проводилась безукоризненно. Несмотря на эти усилия, по мнению Симмонса, старые месторождения продолжают стареть[6].

Руководство Saudi Aramco тогда постаралось опровергнуть заявления Симмонса и немного улучшило раскрытие информации по добыче и запасам. В начале 2000-х годов эксперты EIA полагали, что месторождения Saudi Aramco истощаются на 5–12% в год, но компания заверяла, что инвестиции в управление продуктивными пластами уменьшат спад до 2% в год. Тогда же, по оценкам ее представителей, средняя степень выработанности месторождений составляла 28%[7]. Очевидно, Saudi Aramco добилась своей цели: в проспекте эмиссии облигаций 2019 года она указала, что темпы истощения снизились до 1–2% в год. Правда, компания признала, что примерно пятая часть запасов разрабатывалась так интенсивно, что по ним из недр было извлечено более 40% нефти[8].

На рисунках 6 и 7 приводятся сведения о динамике запасов, добычи и потребления нефти и газа на месторождениях КСА.

Поскольку промышленная добыча в королевстве ведется уже 75 лет, очевидно, наблюдается истощение месторождений и повышение затрат на добычу. Однако понятие дороговизны для Саудовской Аравии весьма относительно. Показательно, что нефть в КСА в основном залегает неглубоко, и во многих случаях не надо использовать насосы. Если средняя скважина в США

[6]New study raises doubts about Saudi oil reserves, Institute for the Analysis of Global Security, 31.03.2004, http://www.iags.org/n0331043.htm

[7]EIA, Saudi Arabia, Country Analysis Brief, August 2005, https://www.eia.gov/international/content/analysis/countries_long/Saudi_Arabia/archive/pdf/saudi_arabia_2005.pdf

[8]The Biggest Saudi Oil Field Is Fading Faster Than Anyone Guessed, Bloomberg, 02.04.2019, https://www.bloombergquint.com/business/saudi-aramco-reveals-sharp-output-drop-at-super-giant-oil-field

Сорт нефти	Плотность по шкале API (American Petroleum Institute, Американский институт нефти) (градусы)	Содержание серы	Доля от общих запасов
Arabian Heavy	Менее 29	Более 2,9%	35%
Arabian Medium	29 – 32	2,2% - 2,9%	17%
Arabian Light	32- 36	1,3% - 2,2%	34%
Arabian Extra Light	37 – 40	0,5% - 1,3%	13%
Arabian Super Light	Более 40	Менее 0,5%	1%

Табл. 1. Основные сорта нефти КСА. Источник: US Energy Information Administration (EIA). , https://www.eia.gov/international/analysis/country/SAU

Месторождение	Запасы жидких углеводородов (млн барр.)	Суммарные запасы (млн барр.н.э.)	Максимальная добычная мощность (млн барр./с)	Сорт нефти
Ghawar (суша)	48,254	58,319	3,800	Arabian Light
Safaniyah (море)	33,664	34,029	1,300	Arabian Heavy
Zuluf (море)	30,417	31,313	0,825	Arabian Medium
Khurais (суша)	20,100	21,402	1,450	Arabian Light
Shaybah (суша)	13,617	14,864	1,000	Arabian Extra Light
Прочие	80,718	96,963	3,625	
Итого	226,770	256,890	12,000	

Табл. 2. Некоторые характеристики основных месторождений КСА (данные на конец 2018 года). Источник: Saudi Arabian Oil Company (Saudi Aramco) Prospectus, 2019. https://www.aramco.com/-/media/images/investors/saudi-aramco-prospectus-en-051219.pdf

Нефтяное месторождение	Местоположение	Существующая производственная мощность (тыс. барр./с)	Дополнительная мощность (тыс. барр./с)	Суммарная мощность (тыс. барр./с)	Год ввода в эксплуатацию
Zuluf	Море	800	600	1400	2026
Marjan	Море	500	300	800	2025
Berri	Море и суша	250	250	500	2025

Табл. 3. Ключевые проекты по разработке нефтяных месторождений в Саудовской Аравии (2024 год). Источник: US Energy Information Administration https://www.eia.gov/international/analysis/country/SAU

дает 27 барр./с, то в королевстве – 3 тыс. барр./с, причем низкие темпы добычи сознательно поддерживаются для того, чтобы максимизировать конечное извлечение нефти, что позволяет уже много десятилетий иметь одну из самых низких в мире себестоимостей добычи нефти на уровне 10 долл./баррель[9].

Неконвенциональные запасы нефти и газа

Невзирая на наличие огромных конвенциональных запасов углеводородов, Саудовская Аравия в последнее десятилетие делает сильный акцент на освоении неконвенциональной нефти и, особенно, газа из сланцевых формаций, желая за счет его разработки удовлетворять внутренние потребности для генерации электроэнергии, заменив на электростанциях нефть. Ожидается, что это позволит высвободить больше нефти для экспорта. Летом 2024 года министр энергетики принц Абдулазиз бин Салман отчитался, что Saudi Aramco за год открыла «два месторождения неконвенциональной нефти (Al-Ladam и Al-Farouq)»[10].

North Arabia – первый проект Saudi Aramco по разработке неконвенционального газа, запущенный в 2018 году. Сейчас он дает более 200 млн куб.ф/с газа. Кроме того, в конце 2023 года началась добыча 300 млн куб.ф/с газа на месторождении неконвенционального газа South Ghawar, расположенного рядом с Ghawar. Стратегическая задача – увеличить ее до 750 млн куб.ф/с[11].

Но ключевой проект – Jafurah, самое крупное месторождение неконвенционального газа, открытое в Саудовской Аравии. Оно содержит 229 трлн куб.ф газа. Первая фаза освоения Jafurah стартовала в ноябре 2021 года. Ожидается, что добыча на нем начнется в 2025 году и к 2030 году достигнет 2 млрд куб.ф/с газа, 420 млн куб.ф/с этана и 630 тыс. барр./с конденсата. Поскольку для стимуляции добычи необходимо массовое проведение гидроразрыва пласта, что, в свою очередь, потребует расхода больших объемов воды, которая в КСА в сильном дефиците, многие эксперты выражали сомнения в коммерческой целесообразности освоения этого месторождения. Но ожидается, что разработка Jafurah займет центральное место в программе по достижению углеродной нейтральности страны к 2060 году[12].

Углеродоемкость и метаноемкость добычи[13]

Другим сильным конкурентным преимуществом КСА является низкий показатель углеродоемкости нефтедобычи, равный 10,1 кг CO_2 на баррель добытой нефти, что является одним из минимальных на планете[14]. Кроме того, по метаноемкости нефтегазовой добычи КСА в 2023 году уступала лишь самой «зеленой» в мире Норвегии[15].

Это преимущество обеспечено сочетанием объективных и субъективных факторов: освоение расположенных близко друг к другу крупных месторождений и проведение системных работ по сокращению сжигания попутного газа в факелах и выбросов парниковых газов позволяет поддерживать низкую обводненность скважин и ведет к меньшему потреблению энергии на подготовку нефти.

В этой связи показательно мнение Бена Кахилла из Центра стратегических и международных исследований: «Они полагают, что, если покупатели начнут дискриминировать «грязные» баррели относительно «чистых» баррелей, саудовская нефть будет выглядеть гораздо лучше, чем нефть, добытая в бассейне Permian в США или других местах»[16].

[9]The Deal That Keeps the Oil Flowing, June 1, 2023, https://epicenter.wcfia.harvard.edu/blog/deal-keeps-oil-flowing

[10]Saudi Arabia announces discovery of seven oil and gas deposits, EnergyConnects, July 8, 2024. https://www.energyconnects.com/news/oil/2024/july/saudi-arabia-announces-discovery-of-seven-oil-and-gas-deposits/

[11]https://www.aramco.com/en/what-we-do/operations/unconventional-resources

[12]Aramco's strategic gas expansion progresses with $25bn contract awards, Press-Release, |June 30, 2024, https://www.aramco.com/en/news-media/news/2024/aramcos-strategic-gas-expansion-progresses-with-25bn-contract-awards; Saudi Arabia forges ahead with shale gas play in unconventional push to cut oil use, SPB Global, November 29, 2021, https://www.spglobal.com/commodityinsights/en/market-insights/latest-news/energy-transition/112921-saudi-arabia-forges-ahead-with-shale-gas-play-in-unconventional-push-to-cut-oil-use

[13]Применительно к нефтедобывающей отрасли углеродоемкость означает объем выбросов парниковых газов (ПГ) на баррель добытой нефти (кг CO2-экв. / барр.); метаноемкость – объем выбросов метана на баррель добытой нефти

[14]Sole survivor? Saudi Aramco doubles down on oil to outlast rivals, Reuters, 07.10.2020, https://www.reuters.com/article/us-saudi-aramco-strategy-insight-idUSKBN26R3PA

[15]How Saudi Aramco plans to win the oil endgame, Economist, June 2, 2024, https://www.economist.com/business/2024/06/02/how-saudi-aramco-plans-to-win-the-oil-endgame

[16]Inside the Saudi Strategy to Keep the World Hooked on Oil, New York Times, Nov. 21, 2022, https://www.nytimes.com/2022/11/21/climate/saudi-arabia-aramco-oil-solar-climate.html

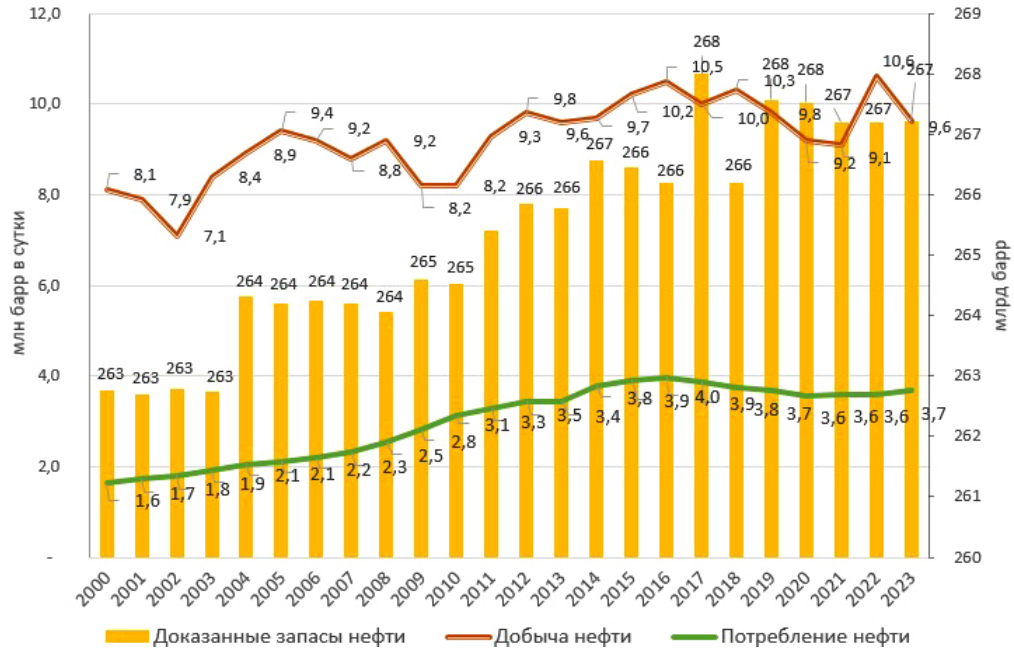


Рис. 6. Динамика добычи, потребления и доказанных запасов нефти в Саудовской Аравии, 2000–2023 гг. Источник: Statistical Review of World Energy Data, https://www.energyinst.org/statistical-review

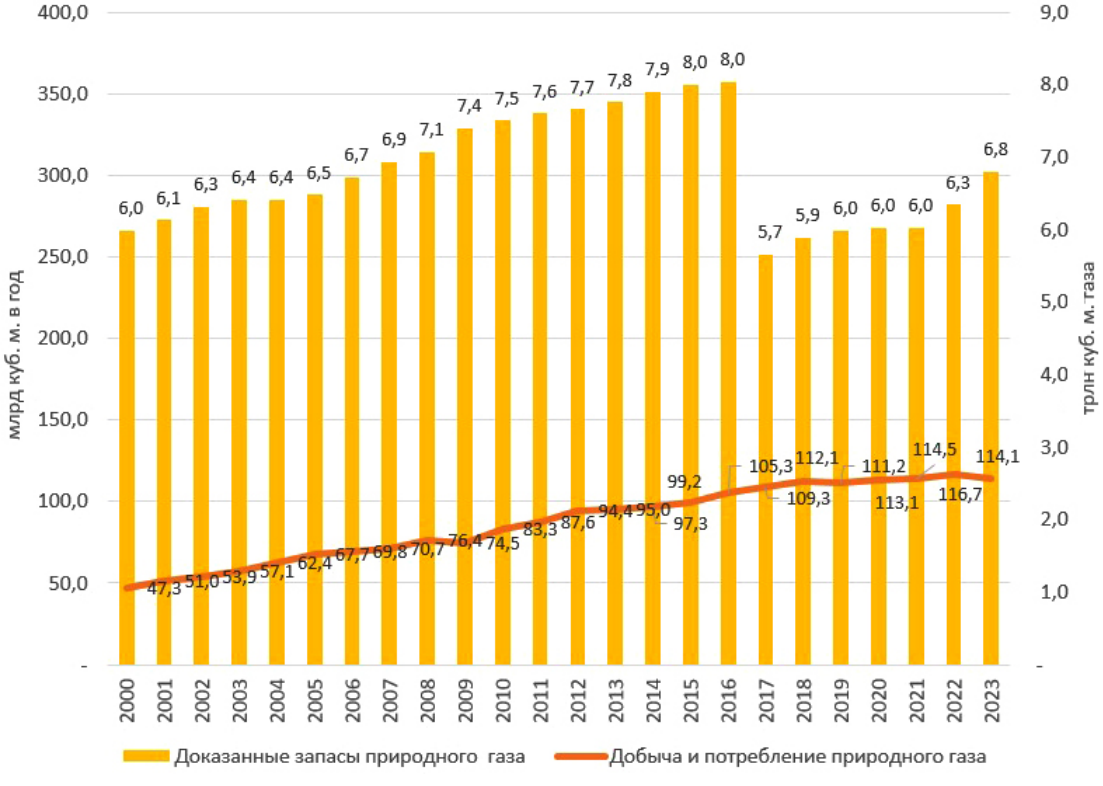


Рис. 7. Динамика добычи, потребления и доказанных запасов газа в Саудовской Аравии, 2000–2023 гг. Источник: Statistical Review of World Energy Data, https://www.energyinst.org/statistical-review

Бережное отношение к запасам

Основные принципы деятельности Saudi Aramco в сегменте upstream[17] – масштабное применение достижений научно-технического прогресса и бережное отношение к углеводородным запасам.

В этой связи весьма показателен новаторский подход, который Saudi Aramco применила в 2006 году при обустройстве морского нефтяного месторождения Manifa, открытого в 1957 году. При глубине моря 15 метров, были созданы 27 искусственных островов, соединенных между собой и с сушей 13 мостами длиной 2,4 км для обеспечения циркуляции морских течений. Добыча нефти началась в 2013 году. К 2017 году она вышла на запланированную цель в 900 тыс. барр./с[18].

[17]Upstream – разведка и добыча

[18]https://www.aramco.com/en/what-we-do/mega-projects/manifa-offshore-oil-field

Стратегическое отношение Saudi Aramco к своим запасам проявляется также в постоянной работе над повышением КИН, с целью довести его с 50% до 70%. Усилия компании направлены на внедрение МУН с использованием закачки CO_2 (что позволяет одновременно сократить выбросы двуокиси углерода) и химикатов в пласты.

Для этого в 2015 году на нефтяном месторождении Uthmaniyah был осуществлен самый крупный проект по закачке CO_2 на Ближнем Востоке. Газоперерабатывающий завод Hawiyah ежедневно улавливает 30 млн куб.ф CO_2, который потом закачивается в пласты[19].

При применении химических МУН Saudi Aramco занимается поиском оптимальных рецептур поверхностно-активных веществ и полимеров, соответствующих специфическим характеристикам саудовских нефтяных пластов.

Другое направление – «умное заводнение» с использованием специально обработанной морской воды, которое потенциально может повысить КИН еще на 4–8%[20].

Анализ показывает, что компания всегда делала акцент на оптимизации добычи и максимизации долгосрочной ценности углеводородных запасов в соответствии с Законом об углеводородах, который требует, чтобы Saudi Aramco обеспечивала долгосрочную продуктивность ресурсов и бережно и разумно управляла ими с применением самой передовой технологии, лучшей производственной практики и высококвалифицированной рабочей силы[21].

Научно-технический прогресс

Опыт США убедительно доказывает, что технологический прогресс – ключевой фактор успеха нефтегазовой промышленности (Иванов и др., 2024). В большинстве нефтегазодобывающих стран необходимость развивать технологический потенциал нефтяных компаний обычно вызвана тем, что им приходится работать на сложной ресурсной базе. Соответственно, долгое время наличие «легкой и дешевой нефти» приводило к низкому показателю интенсивности научно-исследовательские и опытно-конструкторские работы (НИОКР) в королевстве. Однако в 2013 году Saudi Aramco провозгласила цель «перейти от заимствования технологий к лидерству в инновациях». С тех пор она увеличила втрое численность своих научно-технических сотрудников, и выделяет около 800 млн долл. в год на НИОКР, что позволило создавать альянсы с академическими институтами, сервисными компаниями, поставщиками высокотехнологичной продукции, стимулировать венчурное финансирование[22].

Благодаря такой стратегии Saudi Aramco стала глобальным лидером в ряде ключевых технологий, в том числе в upstream. Компания осуществляет передовые программы НИОКР в своих саудовских и глобальных исследовательских центрах в Шотландии, Китае, США, Южной Корее, Нидерландах, России и Франции[23].

В состав самой Saudi Aramco входит три современных исследовательских центра.

Первый – Exploration and Petroleum Engineering Center (EXPEC ARC) – был создан в 1982 году. Он работает над улучшением эффективности геологоразведки и повышением КИН, ведет исследования в области моделирования, добычи, бурения, геофизики и геологии.

Другой центр – Research and Development Center (R&DC), открытый в 2004 году, проводит исследования в сфере upstream, downstream[24], науки о материалах и экологии. В нем трудится около 330 сотрудников.

Третий центр базируется в открытом в 2009 году King Abdullah University of Science and Technology (KAUST), одним из создателей которого была Saudi Aramco, и занимается разработкой катализаторов, материаловедением, нанотехнологией, робототехникой[25].

Важный показатель эффективности НИОКР – число зарегистрированных патентов. Saudi Aramco занимает 7 место в мире среди нефтяных корпораций, включая сервисные, по этому показателю. Такой высокий рейтинг весьма внушителен, учитывая сравнительно юный возраст саудовской ННК на фоне зрелых нефтегазовых игроков[26].

Существенны успехи саудовской компании в разработке и применении компьютеров. В далеком 1997 году Saudi Aramco создала POWERS (Parallel Oil-Water-Gas-Reservoir Simulator), моделирующий и предсказывающий характеристики гигантских резервуаров. В 2010 году она представила публике GigaPOWERS (миллиард ячеек) – второе поколение POWERS. Потом, в 2016 году TeraPOWERS – первый в отрасли симулятор разработки месторождения с триллионом ячеек[27].

В начале 2021 года Saudi Aramco представила в партнерстве с stc Group суперкомпьютер Dammam 7, который вошел в первую десятку суперкомпьютеров мира и используется для улучшения эффективности геологоразведки и повышения нефтеотдачи[28].

На Глобальном саммите по искусственному интеллекту (ИИ), проходившем в Эр-Рияде в сентябре 2024 года, Saudi Aramco рассказала о создании стратегических партнерств с такими ведущими фирмами, специализирующимися на суперкомпьютерах и ИИ, как Cerebras Systems, FuriosaAI, Rebellions и SambaNova Systems. Цель – повысить эффективность процессов, сократить операционные издержки и повысить безопасность инфраструктуры[29].

Кроме того, Saudi Aramco объявила об установке своего первого квантового компьютера, созданного благодаря партнерству с французской фирмой Pasqal. Ожидается, что машина на 200 кубит (что существенно превышает

[19]Carbon Capture, Utilization and Storage, https://www.aramco.com/en/making-a-difference/planet/carbon-capture-utilization-and-storage

[20]Saudi Aramco Makes Strides with R&D Programs, Hart Energy, 14.07.2017, https://www.hartenergy.com/exclusives/saudi-aramco-makes-strides-rd-programs-30163

[21]Saudi Arabian Oil Company (Saudi Aramco) Prospectus, https://www.aramco.com/-/media/images/investors/saudi-aramco-prospectus-en.pdf?la=en&hash=8DE2DCD689D6E383BB8F4C393033D8964C9F5585

[22]Saudi Aramco's $12 Billion Share Sale Quickly Sells Out, but Who is Buying? OilPrice, Jun 04, 2024, https://oilprice.com/Energy/Energy-General/Saudi-Aramcos-12-Billion-Share-Sale-Quickly-Sells-Out-but-Who-is-Buying.html

[23]Catching-up with supermajors: the technology factor in building the competitive power of national oil companies from developing economies. Alexey Bereznoy, Industry and Innovation, April 2018, https://publications.hse.ru/en/articles/219100696

[24]Downstream – переработка и сбыт

[25]World-wide Research Facilities. http://www.jobsataramco.eu/people-projects/worldwide-research-facilities.html

[26]What are the Top Oil and Gas Companies in Nanotechnology Patenting, Statnano, Dec. 5, 2021, https://statnano.com/news/70095/What-Are-the-Top-Oil-and-Gas-Companies-in-Nanotechnology-Patenting

[27]https://www.aramco.com/en/about-us/our-history

[28]Saudi Aramco Unveils Dammam 7. Its New Top Ten Supercomputer, HPC Wire. 21.01.2021. https://www.hpcwire.com/2021/01/21/saudi-aramco-unveils-dammam-7-its-new-top-ten-supercomputer/

[29]Aramco relies on AI and supercomputing to optimize its operations, Energy News, Le 16 September 2024, https://energynews.pro/en/aramco-relies-on-ai-and-supercomputing-to-optimize-its-operations/

[30]Aramco launches Saudi's first quantum computer, Fast Company, May 21, 2024, https://fastcompanyme.com/news/aramco-launches-saudis-first-quantum-computer/

показатель современного поколения квантовых компьютеров в 100 кубит) выведет королевство в лидеры технологического прогресса в этой сфере[30].

В 2024 году Saudi Aramco также подписала меморандум о взаимопонимании с KAUST: за 10 лет она предоставит университету 100 млн долл. для проведения НИОКР в области энергетического перехода, технологий разведки и добычи, цифровых решений и устойчивого развития[31].

Масштабное применение технологических достижений компании опирается на одну из лучших в корпоративном мире программ подготовки и обучения кадров. В частности, Saudi Aramco гордится своей инициативой Geoscience Train в сфере геологии и геофизики, которая обеспечивает новым сотрудникам обучение на рабочем месте и передачу знаний от старшего поколения к молодежи. Программа Geoscience Train была запущена в 2013 году, и на сегодня она подготовила 8 групп по 156 сотрудников[32].

Отделение Подготовки и развития кадров обеспечивает обучение персонала в соответствии со стратегией Цифровой трансформации Aramco. Одна из самых известных его программ – Industrial Training Department Aramco Apprenticeship Program, которая подготовила 70% списочного состава компании. Отделение направляет сотрудников на ведущие академические программы в лучшие мировые ВУЗы[33].

Энергетическая стратегия и институты

И США, и КСА добились впечатляющих успехов в развитии нефтяной промышленности. Но способы достижения таких результатов у них разные. В США нефтяная промышленность основывается на частных компаниях, а государство обеспечивает максимально благоприятный климат для их функционирования (Иванов и др., 2024).

В отличие от американских корпораций Saudi Aramco – национальная нефтяная компания (ННК). ННК обычно базируются в развивающихся нефтегазодобывающих странах, полностью или частично принадлежат государству и являются единственным или основным игроком в секторе. ННК выполняют по поручению правительства некоммерческие (социальные или политические) функции и получают за это дополнительные льготы (Пусенкова, 2022). В этом плане Saudi Aramco ближе к ПАО «Роснефть» или ПАО «Газпром», чем к американским игрокам.

В королевстве все углеводороды в недрах принадлежат государству, и собственность на них после добычи переходит компании (полная аналогия с правами на недра в РФ). В рамках концессии 1933 года Saudi Aramco имеет эксклюзивный доступ к недрам, кроме нескольких «исключенных» территорий. Монарх реализует полномочия акционера через Верховный совет по нефти, который контролирует нефтяную промышленность. Король помимо этого принимает важнейшие стратегические решения, включая деятельность в рамках ОПЕК, объемы добычи и уровни свободной добычной мощности.

Министерство энергетики отвечает за претворение в жизнь Закона об углеводородах, утвержденного королевским указом № М/37 от 20 декабря 2017 года, и осуществляет надзор и контроль за всеми аспектами нефтегазовой деятельности.

Специфика КСА состоит в том, что ее законы запрещают прямые иностранные инвестиции в сегмент upstream (хотя королевство и поощряет такие инвестиции в downstream). Но важный фактор успеха – конструктивное взаимодействие между саудовской ННК и международными нефтяными и сервисными компаниями.

Такой подход обусловлен историей сектора, которая тесно связана с нефтяным бизнесом США. В 1932 году в Бахрейне нашли нефть, и Standard Oil of California (Socal – в настоящее время Chevron) вступила в переговоры с саудовским королем Абдель Азиз ибн Саудом о ведении разведочных работ в только что созданном королевстве. Через год монарх предоставил 60-летнюю нефтяную концессию California Arabian Standard Oil Company (Casoc) филиалу Socal, и на восточном побережье началась геологоразведка. В марте 1933 года скважина № 7 Dammam открыла нефть в КСА. В 1936 году Texaco приобрела 50% в концессии. В 1944 году Casoc переименовали в Arabian American Oil Company – Aramco. В 1948 году к концессии присоединились Mobil и Exxon.

КСА постепенно увеличивало контроль над Aramco: в 1972 году оно выкупило 25% в компании, заплатив 500 млн долл. В 1973 году саудовская доля выросла до 60%. В 1980 году королевство завершило выплаты в 1,5 млрд долл. Несмотря на то, что 100% Aramco перешли в собственность КСА, менеджеры из США продолжали руководить компанией.

В 1988 году Aramco возглавил саудит Али аль-Наими, став первым не американцем, управляющим ННК. Тогда же Aramco была преобразована в государственную Saudi Arabian Oil Company (Saudi Aramco). Однако она продолжала сотрудничать с «отцами-основателями» в зарубежных совместных предприятиях (СП) и предлагала им выгодные «контракты технической и управленческой помощи» в стране, но уже на своих условиях[34].

Показательно, что Chevron осталась единственной крупной международной нефтяной компанией, сохраняющей свое прямое присутствие в upstream королевства. Chevron ведет разведку и добычу в сухопутной части Нейтральной зоны, расположенной между Саудовской Аравией и Кувейтом (совместно владеющими ее ресурсами), от имени королевства[35].

Не допуская международные нефтяные компании к управлению своими нефтегазовыми запасами, Saudi Aramco активно образует совместные предприятия с ведущими игроками глобального нефтяного бизнеса. Например, созданное в 2017 году СП между американской Nabors Drilling (50%) и Aramco (50%) – Saudi Aramco Nabors Drilling (SANAD), позволило позиционировать КСА как ведущего производителя буровых установок[36].

[31] Aramco, KAUST sign wide-ranging R&D accord, Offshore Magazine, Aug. 20, 2024, https://www.offshore-mag.com/energy-transition/article/55134431/aramco-aramco-kaust-sign-wide-ranging-rd-accord

[32] https://www.aramco.com/en/what-we-do/operations/exploration/geoscience-train

[33] T&D: Helping deliver best-in-class training for company, Kingdom, and the future, Aramco Life, November 17, 2021, https://www.aramcolife.com/en/publications/the-arabian-sun/articles/2021/week-47-articles/training-and-development-keeping-aramco-prepared-in-changing-times

[34] Saudi Aramco: National Flagship with Global Responsibilities. A.Jaffe, J.Elass. In: The Changing Role of National Oil Companies in International Energy Markets. James Baker Institute for Public Policy, 2007, https://www.bakerinstitute.org/media/files/page/9f100176/noc_saudiaramco_jaffe_elass_revised.pdf

[35] https://www.chevron.com/worldwide/saudi-arabia

[36] https://www.trade.gov/country-commercial-guides/saudi-arabia-oil-gas-petrochemicals

Saudi Aramco всегда поддерживала прочные отношения с международными сервисными компаниями, которые работают в стране по конкретным проектам, не стремясь получить прямой доступ к саудовским нефтегазовым запасам. Так, в 2022 году Halliburton открыла в королевстве Halliburton Chemical Reaction Plant, первое предприятие такого рода в Саудовской Аравии, которое выпускает широкий спектр передовых химикатов для всех сегментов нефтегазовой промышленности[37].

Следует особо отметить, что государство не вмешивается в текущие дела (в первую очередь, нефтедобычу) Saudi Aramco, оберегая ее от придворных интриг. Кроме того, королевство всегда старалось, чтобы политические и социальные задачи, ставящиеся перед Saudi Aramco, не подрывали ее экономическую и коммерческую составляющую[38].

Тем не менее, государство, оставаясь главным собственником компании, оказывает на нее сильное влияние. Причем как положительное, так и отрицательное. В январе 2024 года Saudi Aramco объявила, что по указу министерства энергетики заморозила прежние планы (в которые она инвестировала значительные средства) по наращиванию добычной мощности до 13 млн барр./с к 2027 году, т.е. по увеличению ее на 1 млн барр./с с уровня 2023 года. Соответственно, Saudi Aramco пришлось отменить размещение подрядов по проектам Safaniya и Manifa, правда при этом продолжив работы на Majan, Berri и Zuluf[39].

В этой связи Амин Нассер, глава Saudi Aramco, отметил: «Директива правительства по сохранению нашей максимальной добычной мощности на уровне в 12 млн. бар./с обеспечивает повышенную гибкость, а также возможность сосредоточиться на наращивании добычи газа и развитии нашего бизнеса по преобразованию жидких углеводородов в химикаты. В то же время мы продолжаем добиваться успеха на нескольких стратегических проектах по увеличению добычи нефти, которые укрепят нашу надежность, операционную гибкость и способность использовать открывающиеся рыночные возможности»[40].

Еще один фактор успеха саудовской ННК, в отличие от многих сопоставимых компаний из развивающихся нефтегазовых стран, – ей свойственна высокая бюджетная и финансовая автономия, т.е. она имеет право реинвестировать всю или часть прибыли, а решения по инвестициям и заимствованию одобряются советом директоров[41].

Важную роль в развитии Saudi Aramco сыграла ее частичная приватизация. Как справедливо отмечают эксперты, частичная приватизация позволяет сохранить государственный контроль за деятельностью нефтяной компании и национальными нефтегазовыми ресурсами, но при этом ННК подвергается благотворному влиянию рыночных сил[42].

Идею провести IPO[43] компании выдвинул наследный принц Мохаммед бин Салман, фактический правитель королевства. По его планам Saudi Aramco должна быть преобразована из вертикально-интегрированной нефтяной компании в энергетический и промышленный конгломерат.

Осуществив реструктуризацию Министерства энергетики, КСА изменило и систему налогообложения нефтяного сектора. В 2017 году ставка налога на прибыль для Saudi Aramco снизилась с 85% до 50%. Это решение приблизило ННК к международным стандартам и сделало ее привлекательнее для зарубежных инвесторов. Кроме того, с января 2020 года была введена скользящая ставка ройялтиз в зависимости от цен на нефть: 15% при ценах ниже 70 долл./барр., 45% при ценах от 70 до 100 долл./барр. и 80% при ценах выше 100 долл./барр. Также с 2017 года правительство стало компенсировать Saudi Aramco продажу нефти и нефтепродуктов внутри страны по субсидируемым ценам[44].

Готовясь к IPO, сама Saudi Aramco сделала ряд важных шагов, прежде всего повышая информационную открытость. В 2019 году ННК обнародовала первый независимый аудит нефтегазовых запасов. Аудит показал, что ее доказанные запасы нефти в конце 2017 года составляли 263,1 млрд барр., т.е. были на 2,2 млрд барр. больше, чем оценивалось раньше[45].

Кроме того, накануне IPO Saudi Aramco опубликовала проспект эмиссии, содержащий некоторые новые детали по финансам и доказанным запасам. Но ННК не была готова подробнее раскрывать данные, требуемые для листинга на Западе, поэтому ей пришлось разместить акции на саудовской бирже.

Также саудовская ННК перестроила структуру совета директоров и увеличила число международных членов совета с трех до пяти. Если раньше правительственные чиновники и саудиты занимали семь мест из десяти, то теперь их доля снизилась до шести из одиннадцати[46].

После успешного размещения акций в 2019 году Saudi Aramco стала самой дорогой публичной корпорацией в мире на тот момент. Было продано порядка 1,7%, и привлечено 29,4 млрд долл. Следующие размещение акций провели летом 2024 года, когда компания продала 0,64% акций на 12 млрд долл. В результате международные институциональные инвесторы теперь владеют 0,73% акций, саудовские институциональные инвесторы – 0,89%, розничные инвесторы – 0,76%. У Саудовской Аравии, включая правительство и фонд национального благосостояния, осталось 97,62% акций[47].

Еще одна важная причина успеха нефтяной промышленности КСА – стратегия саудизации, проводимая Министерством труда и социального развития. Саудизация требует, чтобы саудиты составляли определенный процент сотрудников саудовских компаний. Более того, инвесторов в энергетический сектор поощряют готовить и нанимать на работу саудовских граждан в рамках принятой в 2011

[37]Halliburton, Press-release, March 1, 2022, https://www.halliburton.com/en/about-us/press-release/halliburton-opens-first-oilfield-speciality-chemical-manufacturing-facility-saudi-arabia

[38]Halliburton, Press-release, March 1, 2022, https://www.halliburton.com/en/about-us/press-release/halliburton-opens-first-oilfield-speciality-chemical-manufacturing-facility-saudi-arabia

[39]Saudi Arabia's Aramco halts plans to increase maximum oil production capacity, CNBC, January 30, 2024, https://www.cnbc.com/2024/01/30/saudi-arabias-aramco-halts-plans-to-increase-maximum-crude-production-capacity.html

[40]Aramco announces full-year 2023 results, Press-Release, March 10, 2024, https://www.aramco.com/en/news-media/news/2024/aramco-announces-full-year-2023-results

[41]Massive and Misunderstood: Data-Driven Insights into National Oil Companies. Patrick Heller and David Mihalyi, Natural Resource Governance Institute, April 2019, https://resourcegovernance.org/analysis-tools/publications/massive-and-misunderstood-data-driven-insights-national-oil-companies

[42]National Oil Companies and Value Creation. Silvana Tordo with Brandon S. Tracy and Noora Arfaa, World Bank, 13.07.2011, https://openknowledge.worldbank.org/handle/10986/5922,

[43]Initial Public Offering, первоначальное публичное размещение акций

[44]Saudi Arabian Oil Company (Saudi Aramco) Prospectus, https://www.aramco.com/-/media/images/investors/saudi-aramco-prospectus-en.pdf?la=en&hash=8DE2DCD689D6E383BB8F4C393033D8964C9F5585

[45]National champions. State oil companies evolve to face the future, October 2019, https://www.spglobal.com/platts/en/market-insights/special-reports/oil/national-oil-companies

[46]https://www.aramco.com/en/about-us/our-leadership/board-of-directors

[47]Saudi Aramco announces breakdown of shareholding post-allocation, press-release, June 09, 2024, https://www.aramco.com/en/news-media/news/2024/saudi-aramco-announces-breakdown-of-shareholding-post-allocation

году Nitaqat Saudisation Programme. Saudi Aramco считается лидером страны по программе саудизации: к концу 2018 году 88% сотрудников и 95% высшего менеджмента были уроженцами королевства. В целом по энергетическому сектору принц Абдулазиз бин Салман, министр энергетики, поставил задачу обеспечить, чтобы 75% рабочих мест в секторе были заняты саудитами[48].

В 2015 году Saudi Aramco инициировала программу In-Kingdom Total Value Add (IKTVA), которая должна продвигать локализацию и способствовать экономической диверсификации за счет максимизации ценности, генерируемой в королевстве, поощряя создание новых рабочих мест, передачу технологии и развитие малых и средних предприятий. Эта инициатива должна снизить зависимость Саудовской Аравии от иностранных товаров и услуг, повышая экономическую стабильность и смягчая влияние, оказываемое колебанием мировых цен на нефть[49].

А в 2011 году Saudi Aramco ввела новые инженерные контракты – General Engineering Services Plus (GES+). Они позволяют местным фирмам образовывать СП с международными сервисными компаниями, чтобы развивать саудовский сектор инженерных услуг и создавать рабочие места для саудитов. Раньше в Саудовской Аравии местные предприятия вели мелкие и простые проекты, а крупные и сложные проекты доставались зарубежным компаниям. Королевство полагает, что контракты GES+ дадут саудитам шанс поучаствовать в крупных проектах, а глобальным игрокам – получить доступ к многочисленным мелким проектам[50].

Перспективы развития

В краткосрочной перспективе, летом 2024 года КСА объявило об отказе от недавно принятых планов заморозки добычи и о решении ее наращивать, начиная с декабря 2024 года, добавив к ней 1 млн барр./с к декабрю 2025 года. Очевидно, королевство готово смириться со снижением нефтяных цен, которое может быть вызвано подобным решением, но при этом стремится захватить большую долю мирового рынка[51].

В более долгосрочной перспективе должно сказаться претворение в жизнь т.н. Vision-2030, продвигаемое наследным принцем Мохаммедом бин Салманом. В рамках этого видения страна стремится снизить зависимость от нефтегазового сектора, диверсифицировать экономику, создать новые рабочие места и декарбонизировать генерацию энергии. Реализация Vision-2030 во многом возложена на Saudi Aramco. Соответственно, компании нужно адаптироваться к новым реалиям, в том числе диктуемым глобальной климатической политикой и задачами декарбонизации. Причем показательно, что королевство поставило цель выйти на углеродную нейтральность к 2060 году, а Saudi Aramco – уже к 2050 году.

Реализация Vision-2030 требует от Saudi Aramco осуществления триединой стратегии. Во-первых, она планирует наращивать добычу нефти, выделив свыше 200 млрд долл. на разведку и добычу в 2024–2030 годах, но добывать ее более экологически и климатически ответственным образом и жестко контролировать выбросы парниковых газов.

[48]Navigating the Future: Saudi Arabia's 75% Saudisation goal in energy careers, Oil and Gas Middle East, February 29, 2024. https://www.oilandgasmiddleeast.com/business/insights/navigating-the-future-saudi-arabias-75-saudisation-goal-in-energy-careers

[49]Aramco's IKTVA Program: Transforming Saudi Arabia's Oil and Gas Industry, November 22, 2023. https://www.fragomen.com/insights/aramcos-iktva-program-transforming-saudi-arabias-oil-and-gas-industry.html

[50]Supporting Localisation and Boosting Business, 17.07.2019, https://www.aramco.com/-/media/publications/arabian-sun/2019/2019-28.pdf

[51]Saudi Arabia Signals Oil Policy Shift, Simon Henderson, Washington Institute, September 27, 2024, https://www.washingtoninstitute.org/policy-analysis/saudi-arabia-signals-oil-policy-shift

	США	КСА
Роль нефтегазового сектора в экономике страны	Важная	Определяющая
Собственность на углеводородные ресурсы в недрах	В основном частная	Государственная
Доминирующие запасы в текущей добыче нефти и газа	Неконвенциальные	Конвенциальные
Структура нефтегазового сектора	Малые, средние, крупные компании, супермейджоры; сочетание вертикально -интегрированных нефтяных компаний (ВИНК), отдельно добывающих и отдельно перерабатывающих компаний	Монополия Saudi Aramco, вертикально-интегрированной нефтяной компании
Статус нефтегазовых компаний	Частные	97.6% Saudi Aramco принадлежат государству
Степень влияния государства на оперативную деятельность нефтегазовых компаний	Минимальная	Максимальная
Выполнение некоммерческих (социальных и политических) функций нефтегазовыми компаниями	Нет	Да
Лоббистский потенциал	Разный, в зависимости от размеров и мощи компаний	Очень высокий
Информационная открытость и прозрачность сектора	Очень высокая	Низкая, повысилась в ходе IPO
Уровень налогообложения	Низкий	Высокий, снизился в ходе IPO
Допуск иностранных нефтегазовых компаний в сегмент upstream страны	Свободный	Отсутствует
Интернационализация нефтегазовых компаний страны в зарубежный upstream	Да	Нет

Табл. 4. Сравнение особенностей нефтегазового сектора США и КСА (по оценкам авторов)

Во-вторых, стратегия Saudi Aramco подразумевает диверсификацию углеводородного портфеля, уменьшая в нем долю нефти и делая акцент на природной газ: компания планирует добывать 165 млрд куб.м к 2030 году, по сравнению с 110 млрд куб.м в 2022 году.

В-третьих, дорожная карта Saudi Aramco включает декарбонизацию. Компания уже стала одним из крупнейших «зеленых» инвесторов в энергетическом мире. Десятая доля ее капитальных затрат (4–5 млрд долл. в год) идет на неуглеводородные инвестиции. Планируется установить 12 гигаватт солнечной и ветровой энергии к 2030 году.

Кроме того, Saudi Aramco намеревается стать мировым лидером по «зеленому» и «голубому» водороду. Но важнейшее направление декарбонизации – улавливание и хранение углерода: Saudi Aramco собирается улавливать 6 млн т/год CO_2, начиная с 2027 года, и 11 млн т/год к 2035 году от собственной деятельности и от других отраслей[52].

Заключение

КСА и США добиваются внушительных успехов в нефтегазовой промышленности, опираясь на принципиально разные энергетические стратегии, структуру сектора и институты, демонстрируя тем самым жизнеспособность разных моделей развития для разных стран с учетом их политических, исторических и экономических особенностей (табл. 4).

В итоге, можно утверждать, что политические, институциональные и социальные особенности страны и энергетическая стратегия зачастую сильнее, чем собственно деятельность ННК, определяют успех нефтегазового сектора. Ведь мало иметь огромные запасы нефти и газа – надо уметь ими эффективно управлять. Возьмем две самые богатые углеводородами страны мира: у КСА освоение ресурсных богатств может служить примером для подражания, чего не скажешь про Венесуэлу.

Сильные стороны нефтегазового сектора КСА – это не только огромные и «легкоизвлекаемые» запасы углеводородов, но и долгосрочное стратегическое видение правительства, которое не допускает превалирование политических интересов над экономическими соображениями и осуществляет разумную налоговую политику.

Королевство поощряет последовательный акцент Saudi Aramco на применении достижений технологического прогресса и бережном отношении к нефтегазовому богатству страны. Важными факторами успеха стали конструктивные отношения с международными нефтяными и сервисными компаниями, деятельность по саудизации и частичная приватизация Saudi Aramco.

В рамках реализации Vision-2030 КСА и Saudi Aramco существенно преобразуются, адаптируясь к новым реалиям мировой энергетики, иногда опережая их, и остаются ведущим игроком мирового нефтегазового рынка.

Литература

Иванов Н.А., Пусенкова Н.Н., Соколов А.В. (2024). Добыча нефти и газа из сланцевых формаций в США: текущее состояние и прогнозы. *Георесурсы*. 26(3):240-249. https://doi.org/10.18599/grs.2024.3.24

Пусенкова Н.Н. (2022). Национальные нефтяные компании в новых реалиях мировой энергетики, М., Идея-Пресс.

Simmons M. (2004). Twilight in the Desert. Wiley & Sons.

Сведения об авторах

Нина Николаевна Пусенкова – кандидат экон. наук, старший научный сотрудник, Национальный исследовательский институт мировой экономики и международных отношений им. Е.М. Примакова РАН; эксперт, Программа ЭНЕРПО Европейского университета в Санкт-Петербурге

Россия, 117997, Москва, Профсоюзная ул., д. 23

Россия, 191187, Санкт-Петербург, Гагаринская ул., д. 6/1б А

Researcher ID: N-4418-2016, РИНЦ ID: 416751

Scopus Author ID: 55824758200

ORCID: 0000-0002-8971-1620

e-mail: npoussenkova@imemo.ru

Михаил Андреевич Светенко – аспирант, Национальный исследовательский институт мировой экономики и международных отношений им. Е.М. Примакова РАН

Россия, 117997, Москва, Профсоюзная ул., д. 23

ORCID: 0009-0003-0458-0612

e-mail: svetenko@inbox.ru

Александр Владимирович Соколов – кандидат геол.-минерал. наук, директор по геологоразведке, ООО «ПЕТРОГЕКО»; Главный редактор журнала «Георесурсы»

Россия, 628606, Нижневартовск, ул. Самотлорная, д. 20

e-mail: sokolov@petrogeco.ru

[52]Saudi Aramco Seen Achieving its CCUS Goals, KAPSARC, May 1, 2024, https://www.kapsarc.org/news/saudi-aramco-seen-achieving-its-ccus-goals/

Статья поступила в редакцию 23.01.2025;
Принята к публикации 11.03.2025; Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Oil and Gas Production in Saudi Arabia: Comparison with the US Petroleum Sector

N.N. Poussenkova[1,2], M.A. Svetenko[1], A.V. Sokolov[3]*

[1]Primakov National Research Institute of World Economy and International Relations of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[2]ENERPO Center of the European University at St. Petersburg, St. Petersburg, Russian Federation

[3]PETROGECO LLC, Nizhnevartovsk, Russian Federation

[*]Corresponding author: Nina N. Poussenkova, e-mail: npoussenkova@imemo.ru

Abstract. The article discusses the current status and development prospects of the Saudi Arabian petroleum sector that is based on Saudi Aramco national oil company. Authors analyze resource potential and upstream policy of the kingdom. They study such competitive advantages of the Saudi oil and gas sector as low lifting costs and minimal carbon intensity, as well as Saudi Aramco's strategic focus on maximization of the long-term value of hydrocarbon reserves.

The article emphasizes that the following success factors enable the Saudi petroleum sector to maintain for many decades its leadership in the global oil and gas production: strategic vision of the kingdom's rulers, constructive relations with international oil and service companies, wise fiscal policy, reasonable "Saudization" practices, partial privatization of Saudi Aramco, implementation of Saudi Vision-2030, efficient extraction of non-conventional hydrocarbon reserves, development and application of the state-of-the-art information technologies, and maximization of the human potential.

A special focus is made on the comparative analysis of Saudi Arabia's and the US energy policies, and their radical differences are identified. A conclusion is made that diverging models of Saudi and US petroleum sector's development are equally viable given their specific political, economic and social environments.

Keywords: petroleum sector, Saudi Arabia, Saudi Aramco, national oil company, exploration and production, lifting costs, carbon intensity, non-conventional reserves, oil recovery ratio, technological progress, fiscal policy, "Saudization" strategy, partial privatization, Vision-2030

Recommended citation: Poussenkova N.N., Svetenko M.A., Sokolov A.V. (2025). Oil and Gas Production in Saudi Arabia: Comparison with the US Petroleum Sector. *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 23–34. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.21

References

Ivanov N.A., Poussenkova N.N., Sokolov A.V. (2024). Production of Shale Oil and Gas in the US: Current Status and Prospects. *Georesursy = Georesources*, 26(3), pp. 240–249. (In Russ.) https://doi.org/10.18599/grs.2024.3.24

Poussenkova N. (2022). National Oil Companies in New Realities of the Global Energy. Moscow: Idea-Press. (In Russ.)

Simmons M. (2004). Twilight in the Desert. Wiley & Sons.

About the Authors

Nina N. Poussenkova – Cand. Sci. (Economics), Senior Researcher, Primakov Institute of World Economy and International Relations of the Russian Academy of Sciences; Expert, ENERPO Center of the European University at St. Petersburg

23 Profsoyuznaya st., Moscow, 117997, Russian Federation

6/1b A Gagarinskaya st., St. Petersburg, 191187, Russian Federation

Researcher ID: N-4418-2016

Scopus Author ID: 55824758200

ORCID: 0000-0002-8971-1620

e-mail: npoussenkova@imemo.ru

Mikhail A. Svetenko – Post-graduate student, Primakov Institute of World Economy and International Relations of the Russian Academy of Sciences

23 Profsoyuznaya st., Moscow, 117997, Russian Federation

ORCID: 0009-0003-0458-0612

e-mail: svetenko@inbox.ru

Alexander V. Sokolov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Director for Geological Exploration, PETROGECO LLC; Editor-in-Chief of the Journal Georesursy

20 Samotlornaya st., Nizhnevartovsk, 628606, Russian Federation

e-mail: sokolov@petrogeco.ru

Manuscript received 23 January 2025;
Accepted 11 March 2025; Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georс.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.10 УДК 553.982

Рифейские депоцентры и происхождение залежей нефти Ромашкинского и Ярегского месторождений

К.О. Соборнов
ООО «Северо-Уральская нефтегазовая компания», Москва, Россия
e-mail: ksobornov@yandex.ru

Интерпретация геолого-геофизических данных свидетельствует о важной роли рифейских толщ в формировании крупных и уникальных скоплений нефти, к которым относится Ромашкинское и Ярегское месторождения. Термически незрелые доманиковые отложения в этих районах могли играть лишь вспомогательную роль в образовании залежей нефти. Вероятно, что формирование уникальных скоплений нефти Ромашкинского месторождения происходило благодаря латеральной миграции нефти из крупнейшего депоцентра рифейской седиментации, расположенного в Южном Предуралье. Огромная величина рифейского депоцентра Южного Предуралья объясняет аномально высокую концентрацию нефти на Южно-Татарском своде. Ярегское месторождение, по-видимому, в значительной мере было также сформировано за счет поступления нефти из рифейских отложений, перекрытых надвигом Тиманского кряжа. Этот разлом создавал протяженный тектонический контакт нефтепроизводящих пород и зоны нефтенакопления Ухтинского вала. Транзитная миграция нефти проходила по породам трещиноватого аллохтонного фундамента.

Ключевые слова: Ромашкинское месторождение, Ярегское месторождение, рифейские депоцентры, сейсмическая интерпретация, надвиговое строение, латеральная миграция, Урал, Тиманский кряж, Южно-Татарский свод

Для цитирования: Соборнов К.О. (2025). Рифейские депоцентры и происхождение залежей нефти Ромашкинского и Ярегского месторождений. *Георесурсы,* 27(1), с. 35–50. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.10

Введение

К числу наиболее дискуссионных вопросов нефтегазовой геологии Предуралья относится происхождение крупнейших скоплений нефти Южно-Татарского свода и района Ухтинской складки (рис. 1). Южно-Татарский свод представляет собой место концентрации значительной части запасов нефти Волго-Уральского бассейна. Львиная доля этих запасов приходится на уникальное Ромашкинское месторождение. Ухтинская складка расположена на юго-западе Тимано-Печорского бассейна. В ее пределах также отмечается высокая концентрация запасов нефти, значительная часть которых сосредоточена на крупном Ярегском месторождении.

Несмотря на пространственную удаленность и принадлежность к разным бассейнам месторождения Южно-Татарского свода и Ухтинской складки имеют несколько важных общих черт, что мотивирует их совместное рассмотрение. В этих районах залежи расположены на малых глубинах. Основные скопления нефти Ромашкинского месторождения залегают на глубинах менее 1,8 км. На Ярегском и соседних месторождениях Ухтинской складки залежи нефти находятся в интервале глубин от 300 м до дневной поверхности. Из-за малых глубин залегания продуктивных пластов Ухтинской складки здесь распространены поверхностные нефтегазовые проявления, которые были известны с давних времен (рис. 2). Впервые о нефти – «горючей воде», которую использовало местное племя чуть, упоминалось еще в XV веке в Двинской летописи (Нефтегазоносность и геолого-геофизическая изученность.., 1999).

Изучение геохимических характеристик палеозойского осадочного выполнения Предуралья показывает, что основной нефтематеринской породой являются битуминозные отложения доманиковой свиты франского яруса (Аверьянова, 2016; Завьялова и др., 2023 и др.). Однако в обоих рассматриваемых районах породы доманиковой свиты термически недостаточно зрелы для генерации крупных объемов нефти, которые сопоставимы с запасами выявленных месторождений. В пределах Южно-Татарского свода значение катагенетической преобразованности доманиковых отложений соответствует стадии $ПК_3$ (Хасанов, Галеев, 2008; Галимов, Камалеева, 2015). В своде Ухтинской складки доманиковые отложения обнажены на поверхности и частично эродированы. Уровень их катагенеза соответствует стадии $МК_1$ (Аверьянова, 2016 и др.). Несколько более высокое значение преобразованности органического вещества при малых глубинах

© 2025 К.О. Соборнов
Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

залегания обусловлено эксгумацией и эрозией складчатого сооружения Тимана, в пределах которого находится Ухтинская складка.

Кроме малых глубин залегания общим для рассматриваемых месторождений является то, что залежи нефти залегают ниже битуминозных доманиковых отложений. Основными коллекторами в их пределах являются среднедевонско-нижнефранские песчаники. Общее пологое моноклинальное залегание девонских отложений, отсутствие зон развития аномальных пластовых давлений делают крайне маловероятным массовую нисходящую миграцию нефти из незрелых доманиковых сланцев в подстилающие продуктивные пласты.

В обоих рассматриваемых районах нельзя исключать дальнюю латеральную миграцию из прилегающих впадин, сложенных палеозойскими отложениями. Однако условия для такой миграции, по видимому, были крайне неблагоприятными. Среднедевонско-нижнефранские отложения Южно-Татарского свода, залегающие в основании осадочного чехла, характеризуются высокой

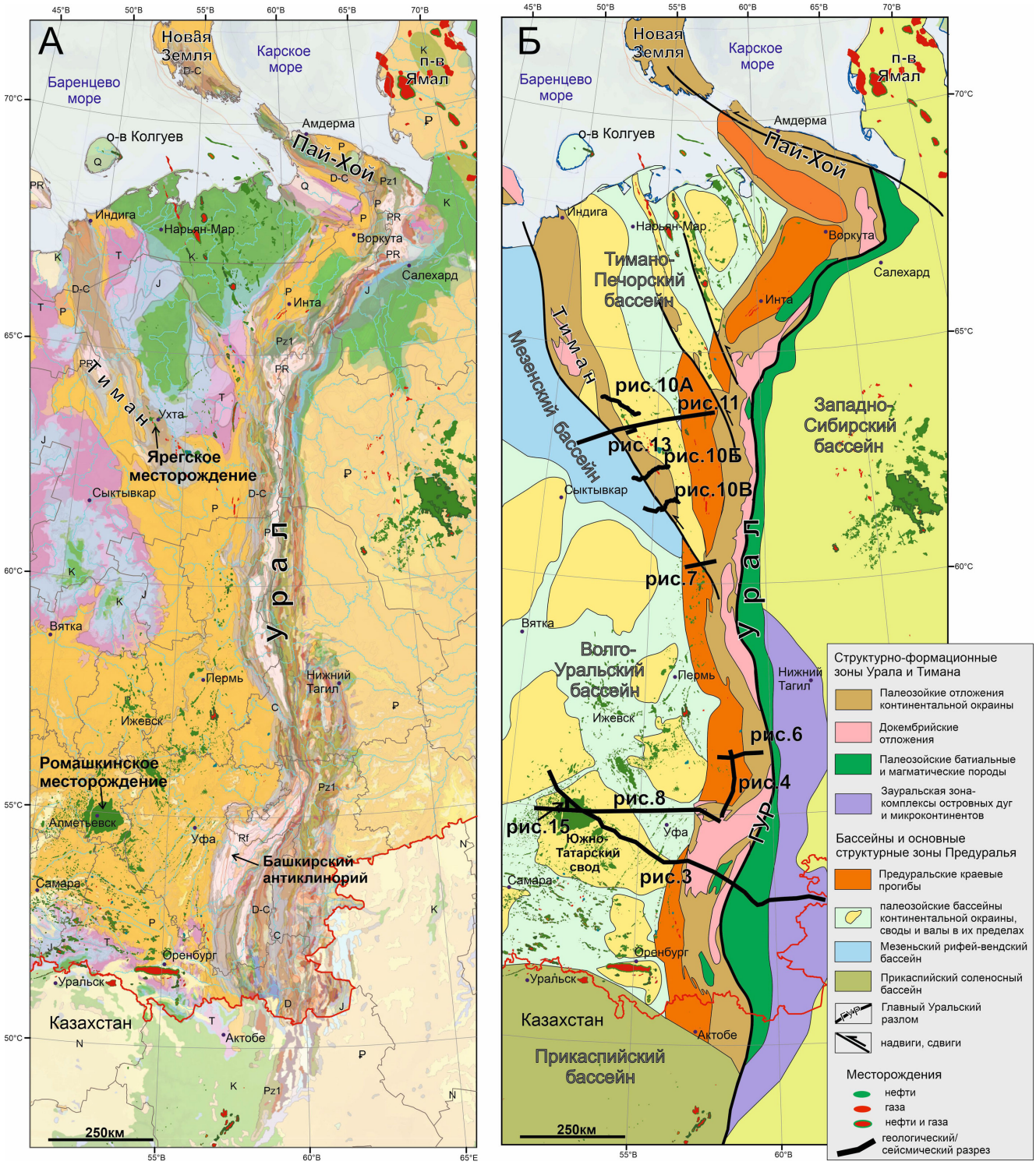


Рис. 1. А – геологическая карта Уральского складчато-надвигового пояса и прилегающих бассейнов. Выделено положение Ярегского и Ромашкинского месторождений, Башкирского антиклинория. Б – схематическая карта структурной зональности этого региона. Показано положение разрезов, приведенных в статье.



Рис. 2. Фотография нефтегазопроявления в девонских отложениях на территории Нижнечутинского месторождения Ухтинской складки

литологической неоднородностью, что делает дальнюю миграцию по ним проблематичной (Нефтегазоносность Республики Татарстан…, 2007 и др.). В районе Ухтинской складки область распространения продуктивных среднедевонских-франских отложений изолирована от возможных источников нефти в погруженных районах на востоке бассейна зоной размыва (Атлас геологических карт…, 2002; Белая и др., 2023). Этот размыв связан с тиманской трансгрессией франского века, который имел место на большей части Тиманского поднятия. Это, а также наличие многочисленных разломов в подтиманских отложениях и их литологическая неоднородность также делают дальнюю миграцию маловероятной.

Отмеченные обстоятельства свидетельствуют о том, что поступление нефти в месторождения Южно-Татарского свода и Ухтинской складки из доманиковых, либо иных нефтематеринских отложений палеозойского возраста едва ли могло самостоятельно обеспечить накопление нефти существующих залежей. Изучение строения и нефтегазоносности рассматриваемых месторождений в региональном контексте приводит к предположению, что важным источником нефти в их пределах могут являться очаги нефтеобразования в докембрийских толщах, расположенные по соседству с ними. В значительной мере это предположение строится на основе интерпретации сейсмических данных, которые показывают существование крупных прогибов – депоцентров рифейского осадконакопления (Соборнов, Скрипий, 1993; Глубинное строение и геодинамика…, 2001; Соборнов, 2023 и др.). Существование крупных докембрийских источников нефти и газа установлено в ряде регионов мира, в том числе в Восточной Сибири (Ghori et al., 2009; Шеин, 2012 и др.). Эти толщи широко распространены в Предуралье, где они также могли производить крупные объемы нефти и газа. Накопленные геолого-геофизические данные, освещающие строение Предуралья, позволяют существенно уточнить представления о роли рифейских депоцентров как источниках нефти в рассматриваемых регионах.

Для изучения строения рифейских депоцентров использовались данные ряда институтов, предприятий, нефтяных и сервисных компаний – ВНИГНИ, СНИИГИМС, ТП НИЦ, КамНИИКИГС, ЛУКОЙЛ, Татнефть, Башнефтегеофизика, Геотек, Пермнефтегеофизика, Спецгеофизика, СевероЗапад, а также многочисленные публикации.

Краткий геологический очерк

Регион исследования включает перикратонное погружение Восточно-Европейской платформы и Печорскую плиту, которые сочленяются на востоке со складчатыми сооружениями Урала и Пай-Хоя (рис. 1). Граница Восточно-Европейской платформы и Печорской плиты проходит вдоль складчатого сооружения Тимана. В пределах района исследования расположены Волго-Уральский, Мезенский и Тимано-Печорский бассейны.

Осадочный чехол Волго-Уральского и Мезенского бассейнов включает многокилометровые толщи рифей-вендских отложений, перекрытых относительно маломощным чехлом палеозойских пород (Глубинное строение и геодинамика…, 2001; Геодинамика… 2006; Песков и др., 2024). Эти отложения накапливались на континентальной окраине Восточно-Европейской платформы в ходе тиманского и уральского (герцинского) циклов развития (Пучков, 2010 и др.). Тиманский цикл развития привел к формированию складчатого сооружения, северный сегмент которого представлен Тиманским понятием (Гецен, 1987). Его южный сегмент входит в состав Уральского орогена, где он переработан уральской складчатостью (Пучков, 2010). Тиманская складчатость сопровождалась метаморфизмом докембрийских пород, которые слагают архейско-рифейский фундамент Тимано-Печорского бассейна. В пределах Мезенского бассейна рифейские отложения представлены неметаморфизованными осадочными отложениями. Осадочный чехол Тимано-Печорского бассейна сложен фанерозойскими толщами, мощность которых резко увеличивается в направлении Предуральского краевого прогиба, где достигает толщины 15 км и более.

Урал представляет собой дивергентный складчато-надвиговый пояс, образование которого связано с континентальной коллизией в конце палеозоя. Он разделяется на континентальный и океанический секторы. Континентальный сектор представляет собой дислоцированную окраину Восточно-Европейской платформы вместе со спаявшейся с ней в позднем докембрии Печорской плитой (Глубинное строение и геодинамика…, 2001; Пучков, 2010). Расположенный восточнее океанический сектор включает коллаж островных дуг, микроконтинентов и экзотических террейнов (Пучков, 2010 и др.). Эти образования сталкивались с окраиной Восточно-Европейской платформы в среднем и позднем палеозое, поэтапно наращивая Уральский складчатый пояс. Отголоски этих событий фиксируются в строении осадочного чехла бассейнов Предуралья в виде несогласий.

Основные складчатые деформации на Урале произошли в позднем палеозое после субдукции океанической литосферы, за которой последовала коллизия Восточно-Европейской, Сибирской и Казахской плит. Граница континентального и океанического секторов Урала проходит по зоне Главного Уральского разлома (рис. 1).

Представление о глубинном строении восточной окраины Восточно-Европейской платформы в районе Южно-Татарскогог свода, Предуральского прогиба и Южного Урала дает региональный композитный сейсмический разрез, представленный на рисунке 3.

Этот разрез включает региональные сейсмические профили Урсейс-95 и Татсейс. В интерпретации этого

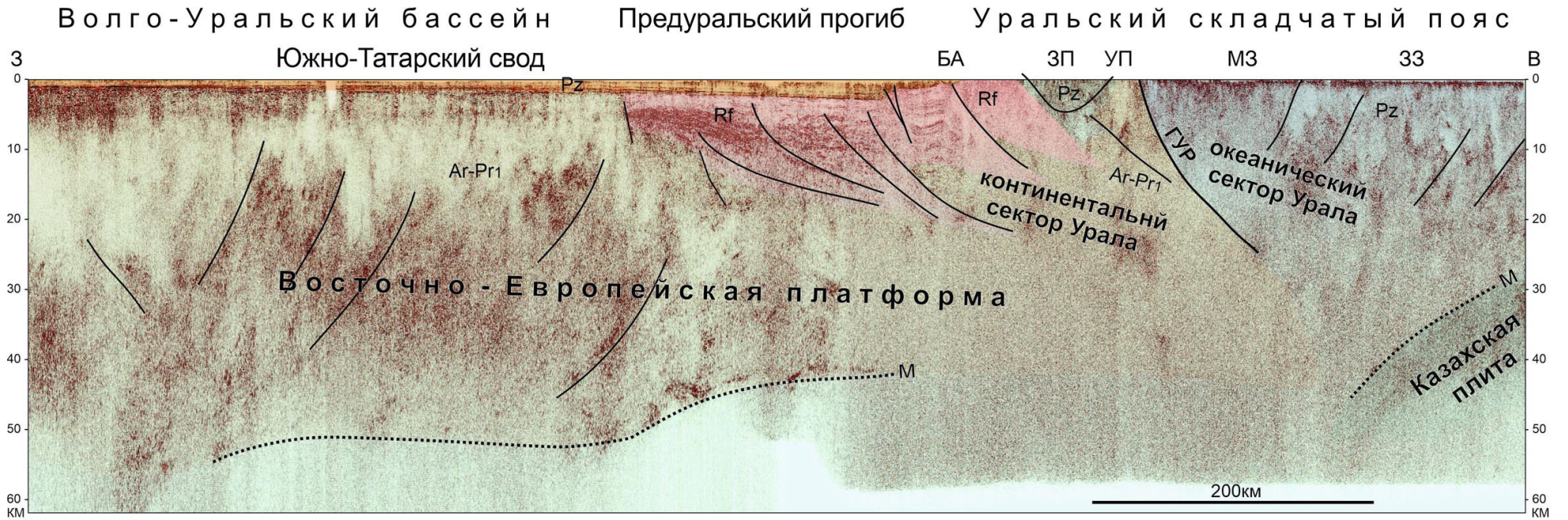


Рис. 3. Региональный композитный сейсмический разрез восточной окраины Восточно-Европейской платформы в районе Южно-Татарского свода, Предуральского прогиба и Южного Урала. Предуральский прогиб включает депоцентр рифейских отложений (выделен розовым цветом), перекрытых маломощным палеозойским чехлом. Указаны основные структурные элементы. БА – Башкирский антиклинорий, ЗП – Зилаирский прогиб, УП – Уралтауское поднятие, МЗ – Магнитогорская зона, ЗЗ – Зауральская зона, М – поверхность Мохоровичича, ГУР – Главный Уральский разлом.

разреза использовались результаты предыдущих исследований (Knapp et al., 1996; Глубинное строение и геодинамика…, 2001; Brown et al., 2006; Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые.., 2010; Трофимов, 2014 и др.).

Интерпретация профиля показывает надвиговое сочленение Восточно-Европейской платформы и Уральского складчатого пояса. Разделяющий их Предуральский прогиб включает депоцентр рифейских отложений, которые затронуты надвигами западной вергенции. В западной части Урала многокилометровые толщи рифейских отложений образуют Башкирский антиклинорий. Мощность рифейских отложений Южного Предуралья сокращается к западу, полностью выклиниваясь на восточном склоне Южно-Татарского свода.

После завершения Уральской коллизионной складчатости Уральский складчатый пояс и окраина Восточно-Европейской платформы подвергались нескольким эпизодам внутриплинных деформаций, которые представляли собой отголоски тектонических событий, происходивших на периферии Евразии, а также крупных магматических событий.

Рифейские отложения в строении Предуралья

Отложения рифейского возраста являются важным элементом строения Урала и Предуралья. Как стратиграфическое подразделение рифей был выделен академиком Н.С. Шатским в 1945 году на Южном Урале (Шатский, 1960). Это название происходит от античного наименования Уральских (Рифейских) гор. Согласно действующей стратиграфической шкале России рифей датируется возрастом 1650–600 млн лет. По международной стратиграфической номенклатуре соответствующий рифею диапазон начинается в позднем статерии и заканчивается в раннем эдиакарии. Вместе с вендской системой рифей охватывают мезо- и неопротерозойские эры.

Интерес к рифейским отложениям Предуралья не случаен. Их распределение и стиль деформаций во многом определял структурный план палеозойского чехла. Интерпретация геолого-геофизических данных показывает, что мощность рифейских отложений варьирует в очень широких пределах, местами достигая 20 км. Резкое увеличение мощности отложений можно видеть на сейсмическом профиле и следующим вдоль него разрезе магнитотеллурического зондирования (МТЗ), показанных на рис. 4.

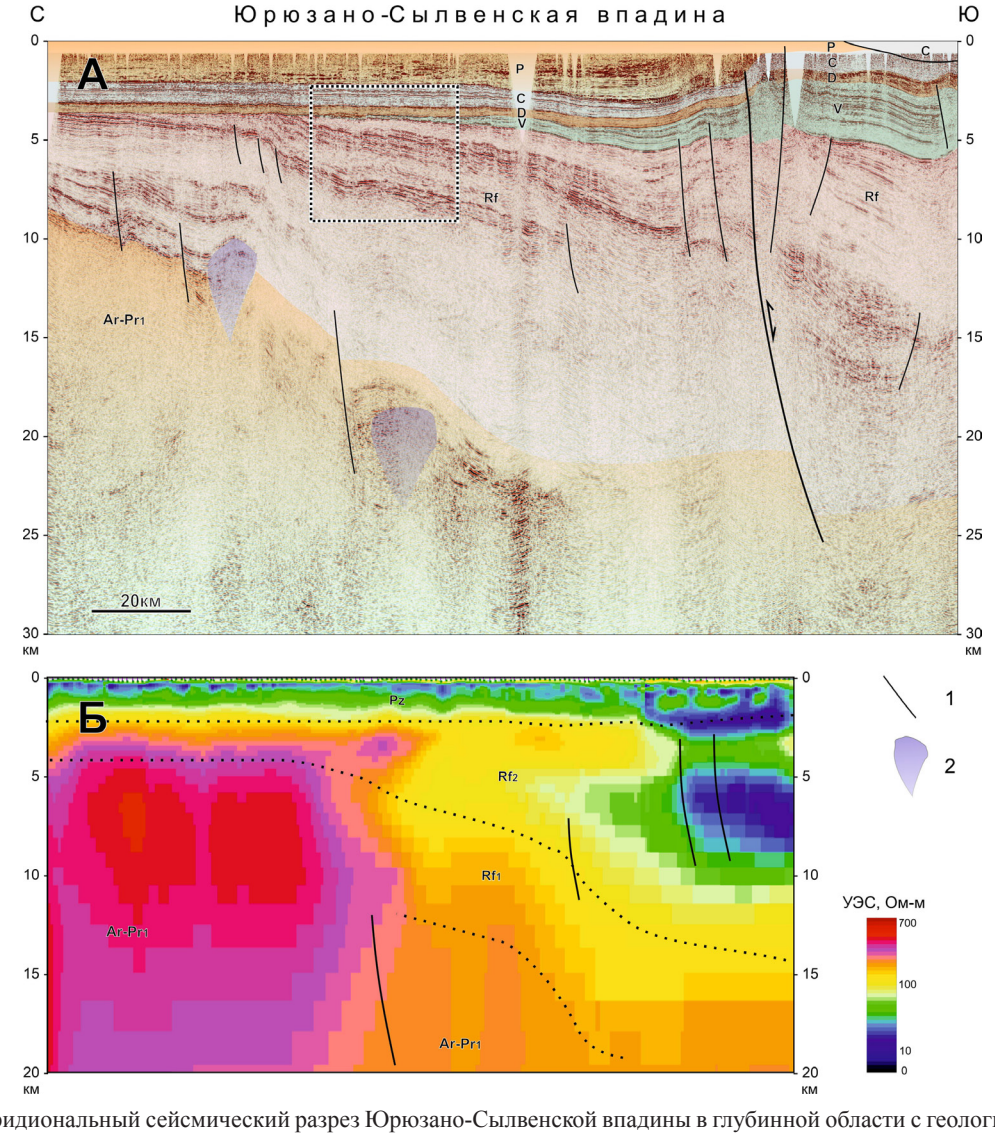


Рис. 4. А – субмеридиональный сейсмический разрез Юрюзано-Сылвенской впадины в глубинной области с геологической интерпретацией. Б – разрез МТЗ по части линии сейсмического разреза А. Разрезы демонстрируют резкое увеличение в южном направлении мощности рифейских отложений. Условные обозначения: 1 – разлом, 2 – интрузия. Положение разреза см. на рис. 1. Рамка на сейсмическом разрезе А показывает положение фрагмента разреза, приведенного на рисунке 5.

Представленный профиль пересекает Юрюзано-Сылвенскую впадину в субмеридиональном направлении. Данные сейсморазведки и МТЗ демонстрируют резкое погружение кристаллического фундамента бассейна с севера на юг в направлении Башкирского антиклинория, где многокилометровые толщи рифея выходят на поверхность. В пределах рассматриваемого профиля толщина рифейских отложений увеличивается от примерно 5 км на севере до 20 км на юге. Учитывая значительную величину их эрозионного среза, можно полагать, что первичная мощность рифейских толщ достигала еще более значительных величин.

Вероятно, что резкое нарастание мощности рифейских отложений на Южном Урале было обусловлено тем, что в зоне Башкирского антиклинория и прилегающих районов существовала крупная дельта (прото-Волга?), где накапливались многокилометровые толщи осадков. Это предположение объясняет существование в этом районе крупного рифейского депоцентра. Оно подтверждается наличием признаков клиноформенного строения в рифейских отложениях, залегающих в интервале 5,0–6,5 км на фрагменте рассмотренного профиля (рис. 5).

Клиноформенная проградация, характерная для авандельтовых седиментационных обстановок, ориентирована с севера на юг в направлении Башкирского антиклинория. Эта проградация частично замаскирована наложенной системой разломов небольшой амплитуды. Происхождение этих разломов может быть связано с выделением флюидов из преимущественно глинистых отложений, в которых существовали аномально высокие пластовые давления. Такие нарушения, связанные с массовой флюидной мобилизацией, часто образуют безкорневые полигональные системы разломов небольшой амплитуды в зонах развития дельтовых отложений.

Область распространения рифейских прогибов протягивается на север вдоль фронта Уральского пояса надвигов и Тиманского кряжа на востоке Волго-Уральского и Мезенского бассейнов. Изгиб структурного тренда рифейских прогибов с субмеридионального на северо-западный в зоне сочленения Урала и Тимана обусловлен конфигурацией Печорской эпибайкальской плиты (рис. 1). Судя по сейсмическим данным, толщина рифейских отложений здесь существенно меньше, чем в Южном Предуралье. Тем не менее, она остается весьма значительной – 4–8 км (2–3 сек.).

Место рифейских отложений в структуре зоны сочленения Юрюзано-Сылвенской впадины и Среднего Урала показано на интерпретированном фрагменте Михайловского регионального профиля (рис. 6). Рифейские толщи, суммарная мощность которых составляет около 5 км, занимает промежуточное положение между тонкочешуйчатой надвиговой складчатостью палеозойских отложений и толсточешуйчатыми надвигами, затрагивающими архейско-нижнепротерозойский фундамент. Дисгармоничный характер деформаций рифейских и палеозойских отложений означает, что в этом районе проявились и тиманская, и герцинская складчатости. Представленный профиль показывает, что рифейские отложения бассейна континентальной окраины Восточно-Европейской платформы прослеживаются на примерно 30 км к востоку под покровом надвигового фронта Урала.

Севернее, в зоне сочленения погружения Восточно-Европейской платформы с Тиманом и его южным окончанием – Полюдовским поднятием – структурная выраженность деформаций существенно меняется. Здесь геологическое строение определяется надвиганием массивной тектонической пластины фундамента Печорской плиты на рифейско-палеозойский осадочный чехол перикратонного погружения Восточно-Европейской платформы (рис. 7). Надвиговый фронт Печорской плиты перекрыт маломощным палеозойским чехлом, который на Полюдовском поднятии полностью эродирован.

В этом сечении рифейские отложения перикратонного погружения Восточно-Европейской платформы перекрыты надвиговым фронтом Полюдовского поднятия более чем на 10 км. По отчетным данным КамНИИКИГС скважиной 186-Ныробская под надвинутыми докембрийскими породами вскрыты девонские отложения.

Изучение состава и геохимических характеристик рифейских отложений показывает наличие в них интервалов, обогащенных органическим веществом, которые следует рассматривать в качестве нефтематеринских (Баженова и др., 2013; Кожанов и др., 2021). Степень преобразованности породы рифейского возраста изменяется в широких пределах. Во внутренних районах Урала они представлены метаморфическими образованиями. В Предуралье степень преобразованности рифейских отложений снижается до градации мезокатагенеза (Башкова, Белоконь, 2008). Состав биоценозов

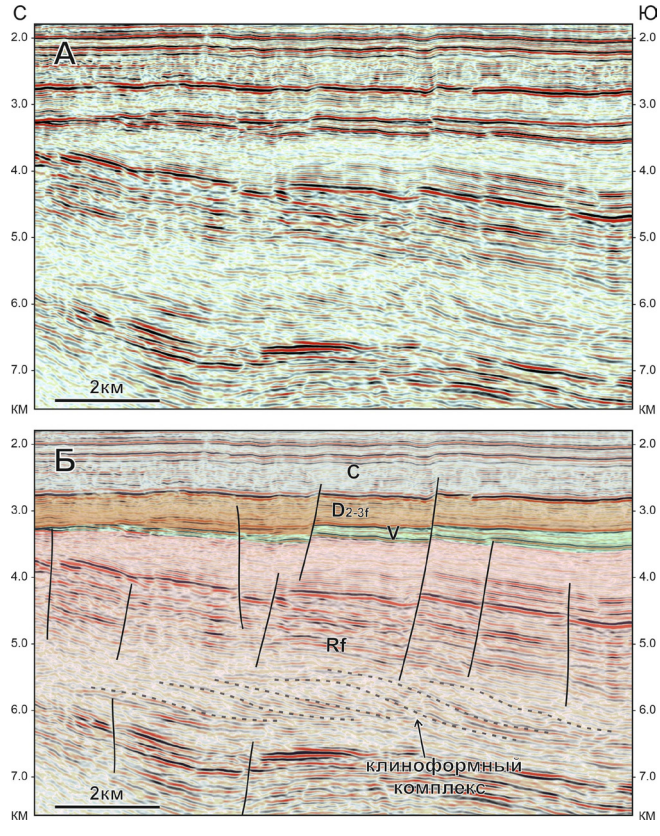


Рис. 5. А – фрагмент сейсмического разреза Юрюзано-Сылвенской впадины, приведенного на рис. 4. Б – тот же фрагмент разреза с геологической интерпретацией. В нижней части разреза в интервале глубин 5–7 км в рифейских отложениях выделяется толща клиноформенного строения (выделены пунктирными линиями).

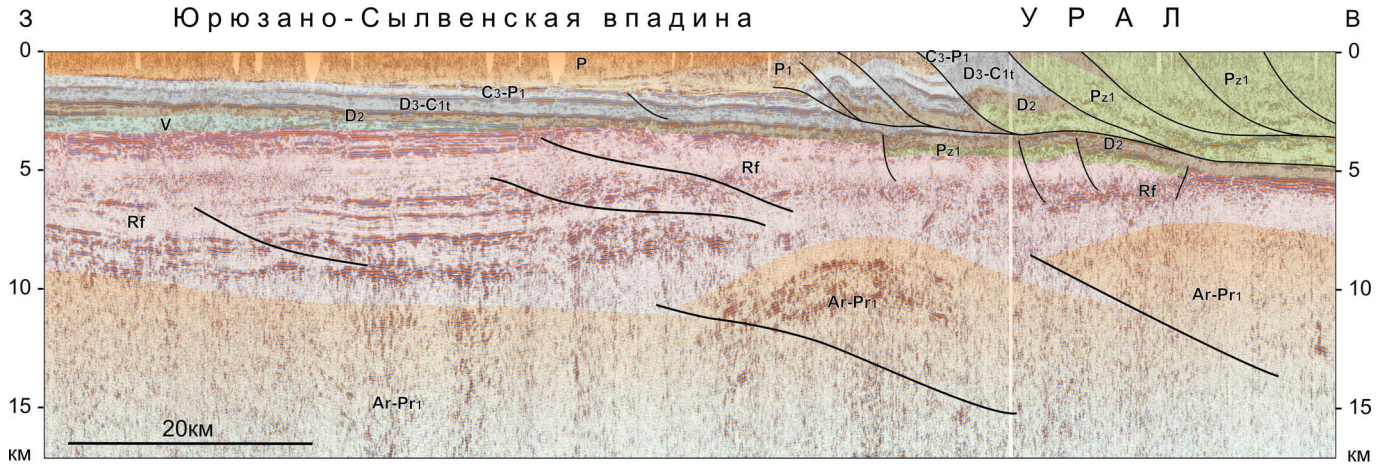


Рис. 6. Фрагмент Михайловского регионального сейсмического разреза в глубинной области с геологической интерпретацией. Профиль иллюстрирует дисгармоничность деформаций осадочного чехла и фундамента. Положение разреза см. на рис. 1.

рифейского времени определял распространение керогена II типа. Это вело к преобладающему производству жидких углеводородов.

Большие глубины залегания рифейских отложений и фрагментарность их изученности не позволяют дать количественную оценку их генерационному потенциалу. Вместе с тем, принимая во внимание большую мощность этих отложений, можно предполагать, что этот потенциал был весьма велик. Косвенным свидетельством высокого генерационного потенциала рифейских отложений является существование крупных и уникальных нефтегазовых месторождений на периферии Сибирскй платформы, экранированных солями нижнего кембрия (Шеин, 2012 и др.). Это позволяет считать, что миграция нефти из рифейских толщ в Предуралье также может являться причиной ее накопления в ловушках на Южно-Татарском своде и в районе Ухтинской складки. Основное отличие в условиях нефтегазонакопления на Сибирской платформе и Предуралье состоит в отсутствие в пределах последнего соленосной покрышки (Соборнов, 2023). Это предопределило накопление нефти в трансгрессивных терригенных отложениях девона.

Южно-Татарский свод и рифейский депоцентр Южного Предуралья

Основные запасы нефти Южно-Татарского свода заключены в Ромашкинском месторождении. Уникальное Ромашкинское месторождение было открыто в 1943 г. Оно является крупнейшим в Волго-Уральском бассейне. Его запасы составляют около 3 млрд т (Нефтегазоносность Республики Татарстан…, 2007). Площадь месторождения превышает 4000 км^2. На пике добычи в 1970 г. на месторождении было добыто 81,9 млн т нефти (Нефтегазоносность Республики Татарстан…, 2007; Шеин, 2012 и др.). Разработка месторождения продолжается в настоящее время.

Прилегающий к Южно-Татарскому своду с востока многокилометровый рифейский прогиб имеет ярко выраженное асимметричное строение (рис. 3). Рифейские толщи моноклинально воздымаются в западном направлении, где они полностью выклиниваются на склоне этого свода. Аномально высокая толщина рифейских отложений в этом районе балансируется относительно низкими величинами толщины палеозойских отложений. Между Башкирским антиклинорием и Южно-Татарским сводом суммарная мощность палеозойских отложений составляет не более

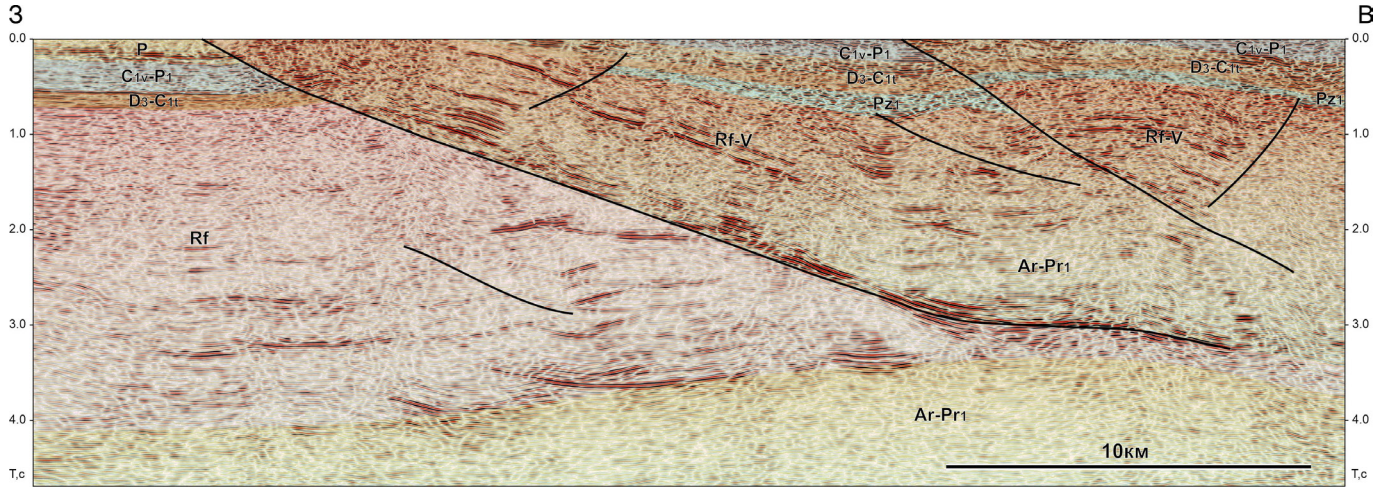


Рис. 7. Фрагмент сейсмического разреза Полюдовского поднятия во временной области с геологической интерпретацией. Профиль иллюстрирует надвиговое перекрытие фундаментом Полюдовского поднятия рифей-палеозойского осадочного чехла. Перикратонного погружения Восточно-Европейской платформы. Положение разреза см. на рис. 1.

3 км, что близко к минимальным значениям в Предуралье. Интерпретация сейсмических данных позволяет полагать, что сокращенная толщина палеозойского осадочного чехла в этой части Предуральского прогиба в значительной мере обусловлена вторичным тектоническим утолщением рифейских отложений в позднем палеозое за счет реактивации глубинных надвигов в рифейских отложениях (Соборнов, 2023).

Схематический геологический разрез восточной части Волго-Уральского бассейна и Южного Урала, построенный на основе интерпретации региональных сейсмических данных, приведен на рисунке 8. Он иллюстрирует соседство Южно-Татарского свода с крупнейшим депоцентром рифейской седиментации, расположенным в Южном Предуралье и в зоне Башкирского антиклинория.

Рифейские отложения и Ухтинский вал

Ухтинская складка выделяется в средней части Тиманского кряжа (рис. 9). В ее ядре на поверхность выходят франские отложения, с которыми связаны многочисленные нефтегазопроявления (рис. 2). Она представляет собой пологое валообразное поднятие длиной 120 км при ширине около 40 км. Ухтинская складка содержит крупные Ярегское и Нижнечутинское нефтяные месторождения. Кроме этого здесь расположены Крохальское, Восточно-Крохальское, Чибьюсское, Западно-Ухтинское и другие месторождения с меньшими запасами нефти и газа (Нефтегазоносность и геолого-геофизическая изученность…, 1999; Шеин, 2012 и др.). Суммарные геологические запасы и ресурсы нефти в районе Ухтинской складки можно приблизительно оценить в 1 млрд т, большая часть которых представлена тяжелыми нефтями.

Ярегское месторождение открыто в 1932 году. Оно содержит крупные запасы тяжелой нефти, разработка которых ведется шахтным способом. Плотность нефти в пластовых условиях 0,933 г/см^3. Пластовая температура 6–8 °С. Температура застывания нефти –10 °С. Нефть является нафтеново-ароматической, тяжелой, сернистой, беспарафинистой (Белая и др., 2023). Основные запасы на Ярегском месторождении сосредоточены в среднедевонских старооскольских отложениях (Нефтегазоносность и геолого-геофизическая изученность…, 1999). На Нижнечутинском месторождении, где среднедевонские отложения выклиниваются, запасы приурочены к тиманским отложениям (Богун и др., 2023).

Геолого-геофизическая изученность Ухтинской складки значительно уступает району Южно-Татарского свода. Вместе с тем, интерпретация сейсмических данных дает основание полагать, что ее строение определяется принадлежностью к надвиговому фронту Тиманского кряжа. В пределах этого района продолжается структурный тренд, наблюдаемый в районе Полюдовского поднятия (рис. 7). Надвиговое строение Тиманского кряжа в районе Ухтинской складки можно видеть на фрагментах региональных сейсмических разрезов, приведенных на рисунке 10.

Согласно предлагаемой интерпретации Тиманский кряж представляет собой глубоко эродированный складчато-надвиговый пояс, возникший в позднем докембрии. Уральская складчатость вызвала реактивацию древних складчатых структур в конце палеозоя. Метаморфические породы Тимана перекрыты маломощным, глубоко эродированным палеозойским чехлом. Подобно Уралу, в составе Тиманского складчатого пояса выделяется восточная внутренняя зона, образованная массивной надвиговой пластиной пород фундамента. Толщина этой пластины быстро увеличивается на восток, достигая 10 км и более (3–4 сек и более). Строение этой зоны в целом аналогично строению Полюдовского поднятия (рис. 7). Большая толщина этой пластины не позволила вскрыть поднадвиговые рифейские отложения в скв. 700, пробуренной на Лыаельской площади Ярегского месторождения до глубины 4,4 км (Белая и др., 2023 и др.). Эта скважина не вышла из пород фундамента.

В западной внешней зоне Тиманского кряжа характер деформаций меняется. Здесь выделяются складчато-надвиговые нарушения как в фундаменте, так и в рифейских отложениях. Эта платформенная часть Тимана, по-видимому, представляет собой окраину Мезенского бассейна, подвергшуюся складчато-надвиговым деформациям. Данные сейсморазведки дают основание полагать, что рифейские отложения этой структурной зоны залегают под аллохтонной пластиной фундамента восточной зоны

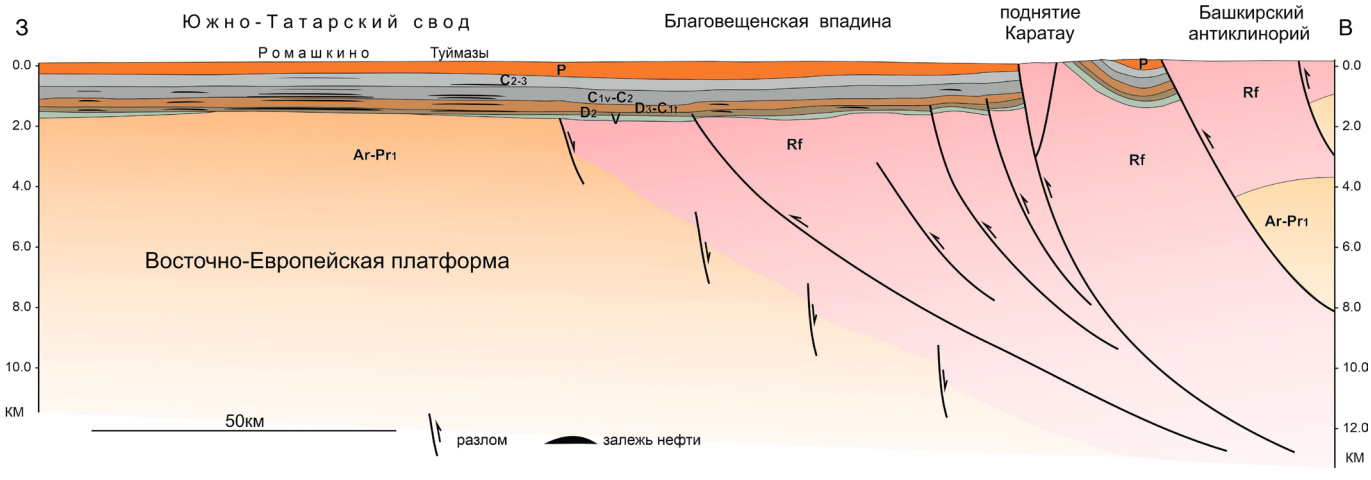


Рис. 8. Региональный геологический разрез восточной окраины Восточно-Европейской платформы в районе Южно-Татарского свода, Предуральского прогиба в зоне Благовещенской впадины и Башкирского антиклинория по (Соборнов, 2023, с уточнениями). Положение разреза см. на рис. 1.

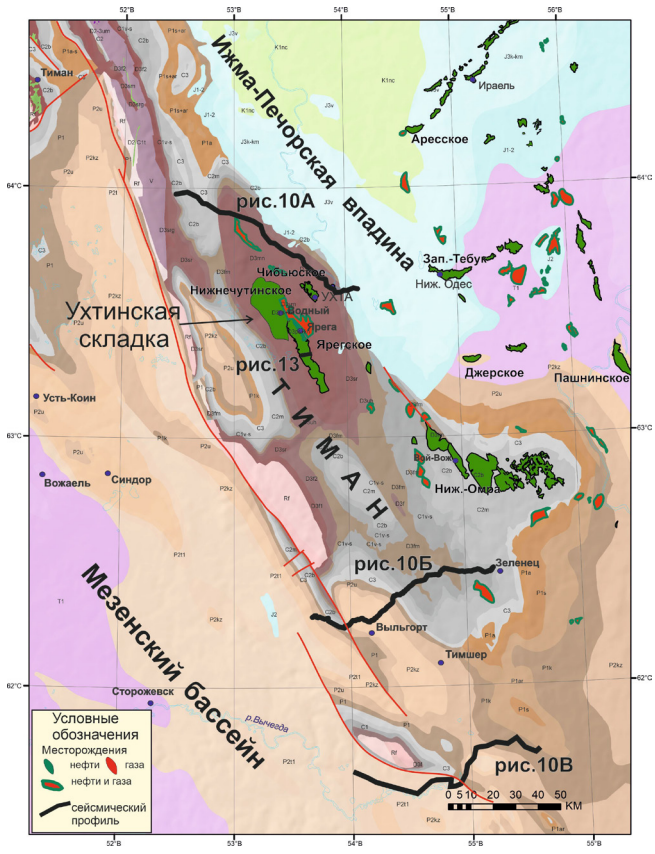


Рис. 9. Геологическая карта Тиманского кряжа и прилегающих районов в зоне Ухтинской складки. Карта показывает размещение месторождений нефти и газа в районе Ухтинской складки и расположение сейсмических профилей, показанных на рис. 10 и 13.

Тимана (рис. 10). Слоистые толщи, которые интерпретируются как рифейские отложения, прослеживаются в поднадвиге Тимана в интервале 2–5 сек. Их толщина достигает 4–5 км. Судя по сейсмическим данным, величина надвигового перекрытия рифейских отложений фундаментом в рассматриваемом районе может достигать 20 км (рис. 10). Таким образом, надвиговое строение Тимана обеспечивает тектонический контакт крупного объема рифейских отложений с зоной нефтегазонакопления Ухтинской складки.

Схематический геологический разрез восточной окраины Мезенского бассейна, Тиманского кряжа и южной части Тимано-Печорского бассейна, построенный на основе интерпретации данных сейсморазведки и бурения, приведен на рисунке 11. Он иллюстрирует тектонический контакт надвиговой пластины фундамента Тимана с поднадвиговой рифейской толщей. Ярегское месторождение расположено в своде лобовой части интенсивно дислоцированной надвиговой пластины Тимана.

Надвиговая природа сочленения Тимана и Мезенского бассейна согласуется с результатами глубинных сейсмических исследований методом МОВЗ по профилю Мезень-Тиман-Печора (Удоратин, 2020). Интерпретация данных этого профиля показала наличие мощной толщи рифейских отложений Вычегодского прогиба Мезенского бассейна, которая увеличивается в направлении Тимана.

Формирование нефтяных залежей

В большинстве исследований рассмотрение происхождения крупных нефтяных скоплений в пределах Ухтинской складки и Южно-Татарского свода проводилось раздельно. Вместе с тем, учитывая отмеченные выше черты сходства месторождений в этих районах, представляется важным рассмотреть основные точки зрения, которые могут позволить наметить общие особенности их формирования. На происхождение рассматриваемых аномально крупных нефтяных скоплений в пределах Ухтинской складки и Южно-Татарского свода существуют две точки зрения (Кремс и др., 1974; Гаврилов, 2005; Трофимов, 2014; Галимов, Камалеева, 2015; Баженова, 2016; Муслимов, 2019; Белая и др., 2023 и др.). Одна предполагает, что формирование этих нефтяных скоплений происходило за счет дальней латеральной миграции нефти из нефтегазоматеринских толщ палеозойских, главным образом доманиковых отложений, которые достигли термической зрелости в прилегающих впадинах. Другая точка зрения рассматривает в качестве основного источника нефти не осадочные толщи, а глубокозалегающие породы фундамента бассейнов. По-существу в этом вопросе сталкиваются концепции неорганического и осадочно-миграционного происхождения нефти.

Результаты геохимических исследований состава нефтей Ромашкинского месторождения, включая их биомаркерный и изотопный состав, показывают, что они имеют разные источники происхождения. Вместе с тем, их источником являются осадочные породы, обогащенные органическим веществом (Каюкова и др., 2006; Галимов, Камалеева, 2015 и др.). Изучение битумоидов рассеянного органического вещества рифей-фанерозойских отложений показывает наличие нефтематеринских пород как в рифейских, так и палеозойских отложениях бассейнов окраины Восточно-Европейской платформы (Баженова, 2016; Баженова и др., 2013). Согласно данным этих исследований эмиграция нефти из таких отложений достаточна для формирования крупнейших залежей.

Пространственная близость депоцентров рифейского осадконакопления с аномально крупными скоплениями нефти Южно-Татарского свода и Ухтинской складки дает основание полагать, что нефть, произведенная рифейскими нефтематеринскими породами, сыграла важную роль в формировании месторождений этих районов. При этом сценарии их формирования были разными.

Различия в условиях формирования залежей нефти в этих районах проявляются в размещении продуктивных гооризонтов относительно фундамента. В обоих рассматриваемых районах продуктивны среднедевонско-нижнефранские отложения, трансгрессивно залегающие на кристаллическом фундаменте.

На Ромашкинском месторождении основные запасы сосредоточены в кыновско-пашийских отложениях нижнего франа. Под этими пластами непосредственно на фундаменте залегают живетские отложения, вмещающие высокоемкие резервуары. Однако несмотря на наличие хороших покрышек, их нефтенасыщение невелико. Между тем, в районе Ухтинской складки продуктивны базальные песчаники эйфельского яруса, непосредственно залегающие на фундаменте.

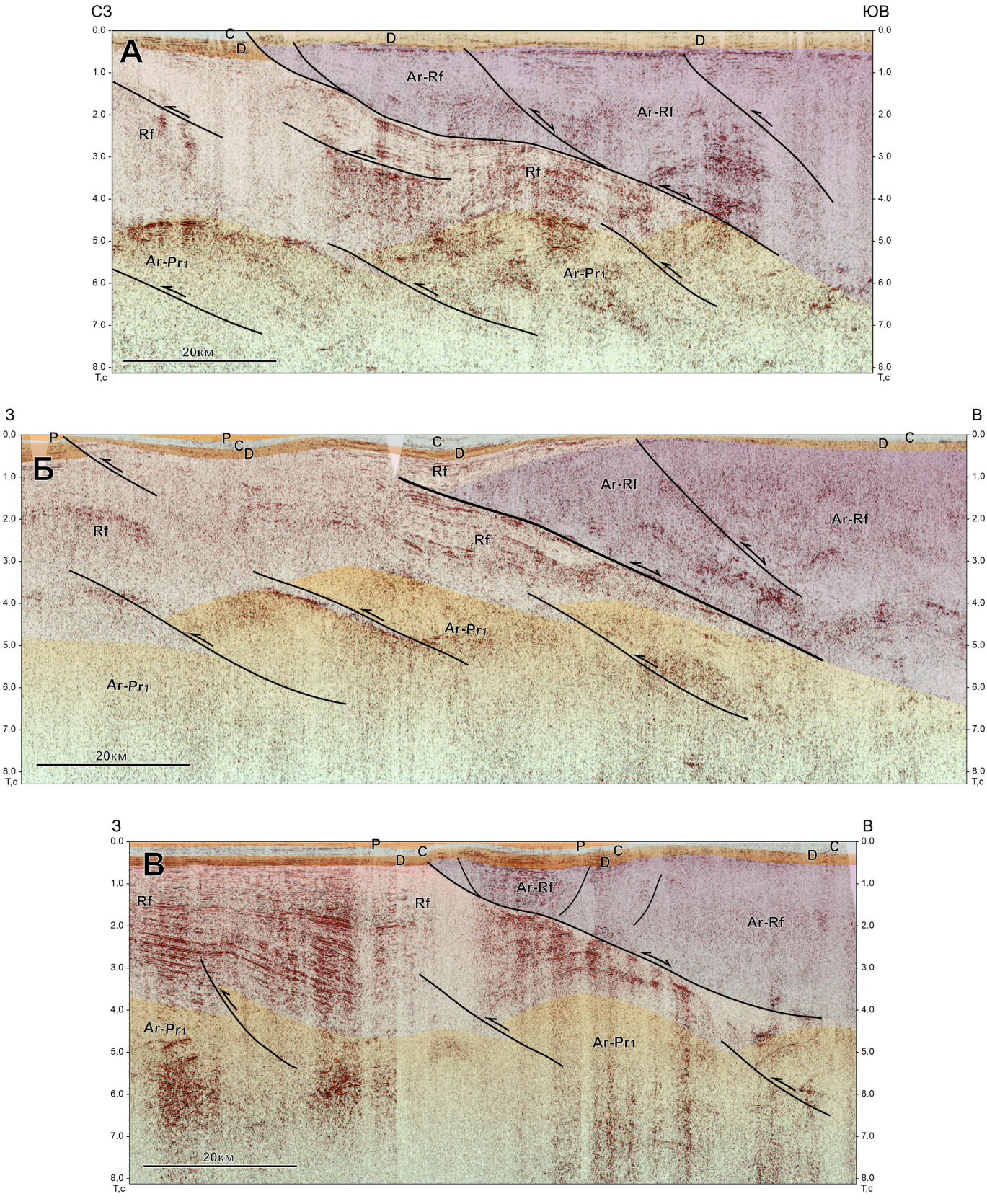


Рис. 10. Сейсмическое выражение строения Тиманского кряжа в районе Ухтинской складки. Фрагменты региональных сейсмических временных разрезов с геологической интерпретацией: А – разрез 22РС, Б – разрез 21РС, В – 26РС. Положение разрезов см. на рис. 1 и 9. Рифейские породы на Тимане метаморфизированы и относятся к фундаменту, в Мезенском бассейне они представлены осадочными отложениями.

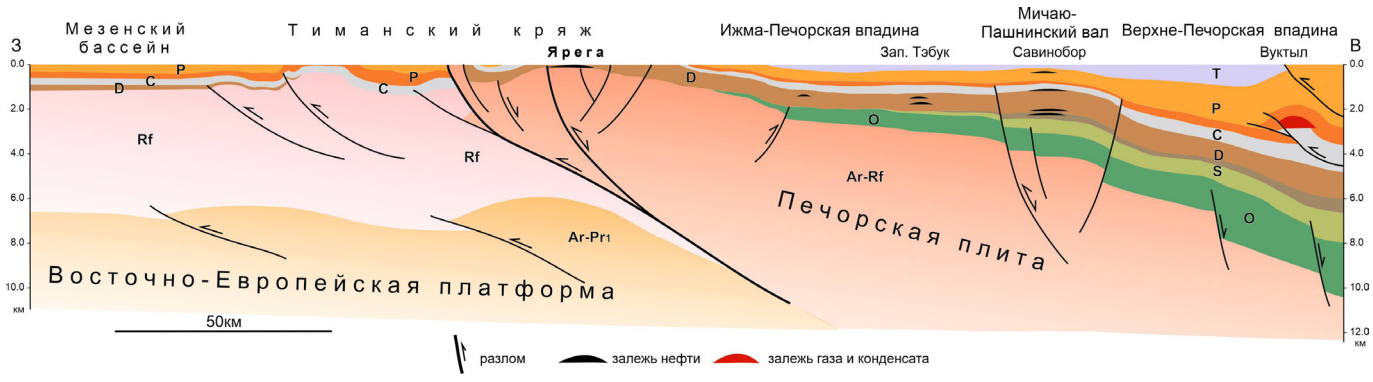


Рис. 11. Региональный геологический разрез восточной окраины Мезенского бассейна и южной части Тимано-Печорского бассейна. Показано положение основных месторождений нефти и газа, включая Ярегское. Положение разреза см. на рис. 1.

Кроме этого, в пределах Ухтинской складки во многих скважинах были отмечены многочисленные нефтегазопроявления в породах фундамента (Нефтегазоносность и геолого-геофизическая изученность …, 1999; Голдобин, Нефедова, 2023 и др.). Некоторые из этих проявлений отмечены на глубинах свыше 400 м от кровли фундамента. На Южно-Татарском своде, несмотря на бурение большого числа скважин, существенных признаков нефтегазоносности в фундаменте не установлено (Нефтегазоносность Республики Татарстан…, 2007). С учетом данных обстоятельств, предполагается, что основные различия между рассматриваемыми районами определяются путями миграции нефти из рифейских очагов нефтеобразования в палеозойские резервуары. В схематическом виде предполагаемый ход миграции нефти из рифейских депоцентров в залежи Ромашкинского и Ярегского месторождений показан на рис. 12.

По-видимому, ловушки Южно-Татарского свода насыщались нефтью за счет ее латеральной миграции из прилегающего на востоке депоцентра рифейских отложений (рис. 12А). Подобный сценарий миграции нефти из краевого прогиба является наиболее распространенным для асимметричных бассейнов континентальных окраин во многих бассейнах мира (Eschard, Huc, 2008; Bally et al., 2020 и др.).

Восходящая миграция нефти по моноклинально залегающим слоям, вероятно, происходила по наиболее выдержанным по площади песчаным пластам кыновских и пашийских отложений. Эти пласты, по-видимому, служили каналами миграции нефти. Высокая литологическая невыдержанность подстилающих живетских отложений, вероятно, затрудняла миграцию. Это объясняет их низкое нефтенасыщение.

Рассматривая распределение залежей нефти в Волго-Уральском бассейне, неизбежно возникает вопрос: почему из целого ряда платформенных сводов этого бассейна (рис. 1Б) именно Южно-Татарский свод отличается уникальной продуктивностью? Не только этот свод соседствует с погребенными рифейскими впадинами. Представляется, что этот феномен объясняется двумя причинам.

Во-первых, это обусловлено тем, что Южно-Татарский свод граничит с наиболее глубокой частью депоцентра рифейской седиментации, что обеспечивало генерацию большого количества нефти.

Второй причиной этого явления могло быть существование крупного дельтового комплекса в составе рифейских отложений. Наличие этого комплекса согласуется с наблюдаемой проградационной слоистости в рифейских толщах (рис. 5). Вероятно, что пространственная конфигурация русловых песчаных тел рифейской дельты способствовала преимущественной миграции нефти в направлении Южно-Татарского свода. Примером подобного развития событий может являться нижне-среднеюрская Палео-Волга, которая сформировала крупный дельтовый комплекс на Восточном Кавказе (Sobornov, 2021). Последующая латеральная миграция нефти и газа из этого депоцентра по русловым каналам, по-видимому, привела к сосредоточению крупных месторождений в юрско-меловых отложениях акватории Среднего Каспия. В прилегающих районах Терско-Каспийского бассейна концентрация запасов намного меньше.

В районе Ухтинской складки миграция нефти, вероятно, происходила из рифейских отложений, перекрытых надвинутой пластиной фундамента Тиманского кряжа (рис. 12Б). При этом зоны трещиноватости в фундаменте способствовали транзиту углеводородов в резервуары среднего девона – нижнего франа. По этой причине в этом районе продуктивны базальные слои среднего девона, непосредственно залегающие на фундаменте. А в самом фундаменте отмечены многочисленные нефтегазопроявления. Они, вероятно, связаны с путями транзита нефти и газа из поднадвиговых рифейских отложений. Судя по наличию нефтегазопроявлений (рис. 2), миграция углеводородов происходит и в настоящее время.

Это предположение находит подтверждение в данных сейсморазведки. На рисунке 13 приведен сейсмический разрез Ярегского месторождения, показывающий наличие разломов в фундаменте и среднедевонско-нижнефранских отложениях. Происхождение этих деформаций связывается с растяжением в среднем девоне – начале франа, а также последующей структурной инверсией, вызванной сменой направления перемещения по сети существующих разломов. Эти нарушения могли служить путями транзита нефти через надвинутый фундамент в среднедевонско-нижнефранские резервуары.

Рассматриваемая интерпретация строения района Ярегского месторождения имеет аналоги, что говорит о ее допустимости. Одним из них может служить месторождение Ла-Пас в Венесуэле, в пределах которого нефть

www.georesursy.ru

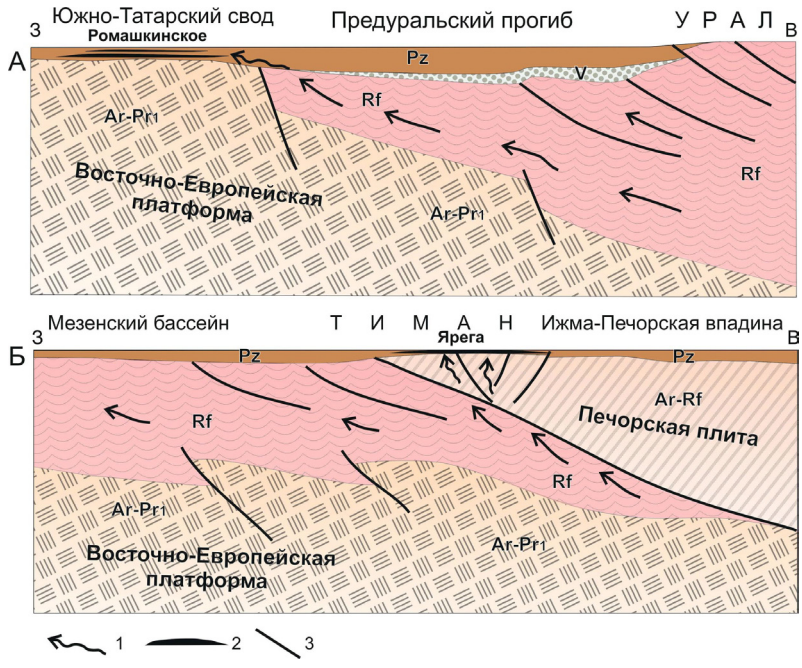


Рис. 12. Схематические разрезы, иллюстрирующие соотношение рифейских депоцентров и нефтяных месторождений, а также направление преобладающих миграционных потоков. А – район Южно-Татарского свода в зоне Ромашкинского месторождения с прилегающим рифейским депоцентром Южного Предуралья. Б – район Ухтинской складки в зоне Ярегского месторождения с рифейскими отложениями в поднадвиге Тиманского кряжа. Условные обозначения: 1 – направление миграции нефти, 2 – залежь нефти, 3 – разлом. Вне масштаба.

битуминозной формации Ла-Луна мигрировала через надвинутый фундамент в перекрывающий осадочный чехол (Nelson et al., 2000). Миграция больших объемов в породах трещиноватого фундамента установлена на месторождении Белый Тигр во Вьетнаме. На этом месторождении зона насыщения нефтью фундамента составляет около 1 км. Предполагается, что нефть поступала в горстообразное поднятие фундамента из нижезалегающих осадочных отложений за счет существования обширной зоны тектонического контакта между ними (Cuong, Warren, 2009).

Аргументом в пользу реальности поступления нефти из рифейских отложений являются данные по строению и нефтегазоносности зоны сочленения Туруханo-Норильской гряды и Енисейского кряжа с Сибирской платформой. Здесь выявлены крупные залежи нефти и газа в рифейских и вендских отложениях, образованных рифейскими толщами (Шеин, 2012; Парасына и др., 2023 и др.). К их числу относятся Юрубчено-Тохомское, Куюмбинское и другие месторождения. Сохранность залежей этих месторождений обеспечена наличием кембрийской соляной покрышки. Сейсмический разрез, иллюстрирующий строение этого региона, представлен на рис. 14. Он показывает, что мощность рифейских отложений быстро нарастает к западу, где был расположен основной очаг нефтегазообразования. Структурные позиции этого очага нефтегазообразования сходны с рифейским депоцентром Южного Предуралья (Соборнов, 2023).

Меньшие масштабы нефтенакопления в пределах Ухтинской складки по сравнению с Южно-Татарским сводом, по-видимому, отражают различие в величине очагов нефтегазообразования и условиях консервации залежей. Объем дренируемых рифейских отложений

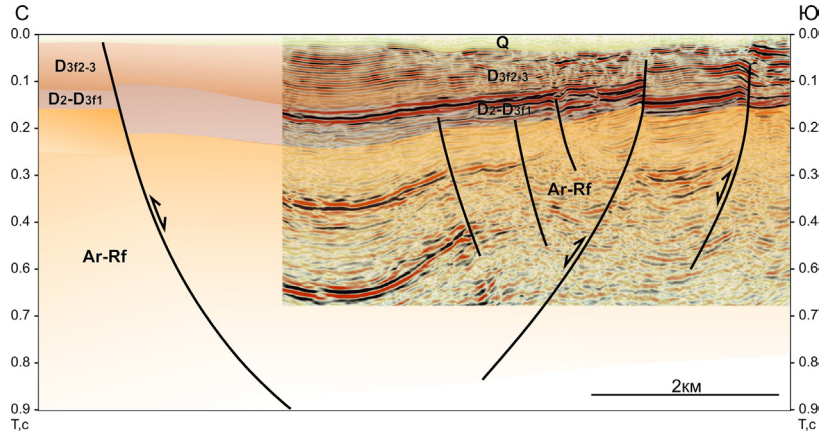


Рис. 13. Сейсмический разрез Ярегского месторождения во временной области с геологической интерпретацией. Использованы дополнительные геологические данные. Профиль иллюстрирует высокую деформированность подтиманских отложений и фундамента. Положение разреза см. на рис. 1.

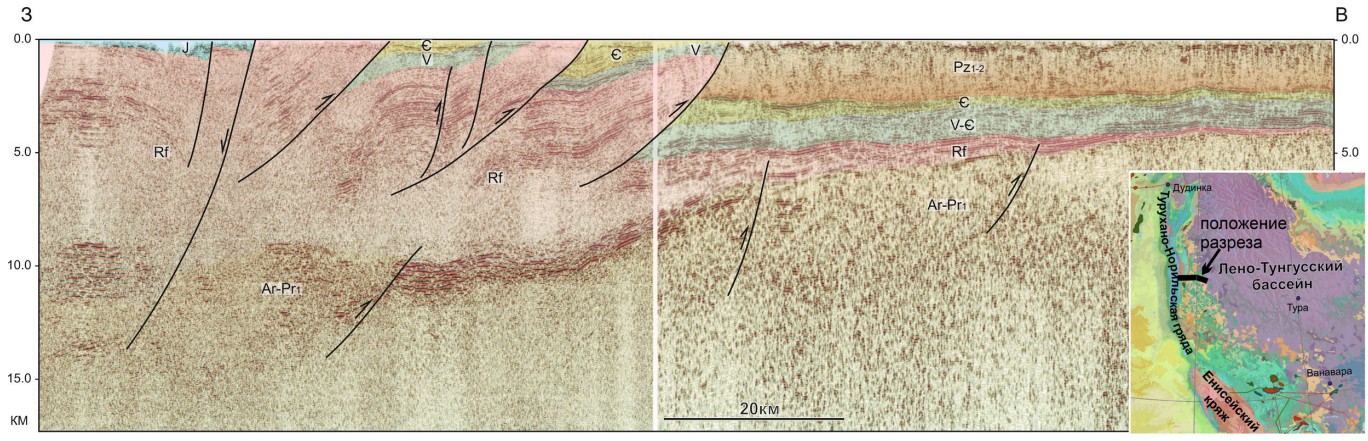


Рис. 14. Интерпретированный сейсмический глубинный разрез западной окраины Сибирской платформы, иллюстрирующий строение рифейских отложений (Соборнов, 2023). Положение разреза см. на карте-врезке.

в депоцентре Южного Предуралья значительно больше, чем в поднадвиге Тимана (рис. 12). Кроме этого, более значительная толщина осадочного чехла и наличие в нем покрышек предохраняли залежи Южно-Татарского свода от окисления и биодеградации в большей степени, чем в районе Ухтинской складки, где продуктивные пласты залегают вблизи эрозионной поверхности.

Широкое распространение рифейских отложений в Волго-Уральском и Мезенском бассейнах дает основание полагать, что в их пределах могут быть обнаружены новые месторождения. Вероятно, такие залежи следует прогнозировать в палеозойских отложениях, так как рифей-вендские толщи лишены надежных выдержанных покрышек (Геодинамика…, 2006; Песков и др., 2024). Для определения приоритетных направлений работ на новые залежи, сформированные за счет рифейских источников нефти, необходимо понимание структурно-седиментационного развития рифейских депоцентров, что важно для моделирования развития нефтегазовых систем.

Отдельного внимания заслуживает феномен пополнения запасов Ромашкинского месторождения, который был установлен в результате продолжительной разработки этого месторождения (Нефтегазоносность Республики Татарстан…, 2007; Муслимов, 2019). Он состоит в том, что в ряде скважин, которые временно были выведены из эксплуатации, в дальнейшем было установлено повышение давления за счет подпитки истощенных залежей дополнительными порциями нефти. Вероятно, этот феномен является одной из причин аномально высокого коэффициента нефтеотдачи продуктивных пластов Ромашкинского месторождения.

Интерпретация сейсмических данных показывает, что возможной причиной этого явления может быть наличие системы малоамплитудных грабенов в девонских отложениях и фундаменте, к которым в ряде случаев приурочены визейские эрозионные врезы. Вероятно, подобные структуры производны от малоамплитудных сдвиговых движений. Сейсмическое изображение структуры этого типа в пределах Ромашкинского месторождения показано на рис. 15.

Можно предположить, что развитая система этих грабенов служила подобием кровеносной системы, обеспечивающей поступление нефти в зоны пониженных давлений, связанных с высоким уровнем отбора запасов нефти.

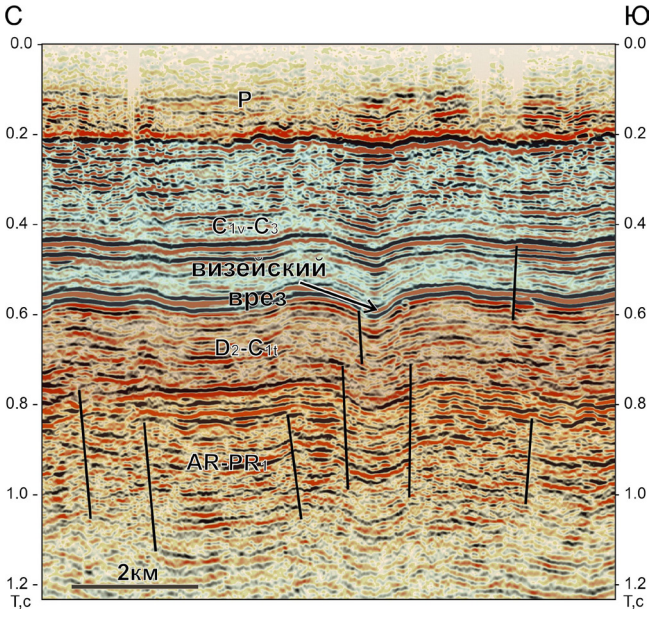


Рис. 15. Фрагмент сейсмического разреза Ромашкинского месторождения во временной области с геологической интерпретацией. Профиль иллюстрирует малоамплитудный грабен в девонских отложениях и фундаменте, к которому приурочен визейский эрозионный врез. Положение разреза см. на рис. 1.

Поступление нефти в новейшее время, по-видимому, было стимулировано неотектонической активизацией Южного Урала и Предуральского прогиба (Пучков, 2010; Копп, 2024 и др.). Неотектоническая активизация, вероятно, способствовала также оживлению миграции нефти и газа в районе Ухтинской складки. Это, в частности, объясняет наличие в ее пределах активно газирующих естественных нефтегазопроявлений (рис. 2).

Заключение

Интерпретация региональных сейсмических профилей в совокупности с дополнительными геолого-геофизическими данными позволяет существенно лучше понять характер распределения рифейских отложений в Предуралье. Совместно с данными о нефтегазоносности результаты новой интерпретации дают основание полагать, что рифейские толщи играли ведущую роль в формировании крупных и уникальных скоплений нефти,

к которым относятся Ромашкинское и Ярегское месторождения. Термически незрелые доманиковые отложения в этих районах могли играть лишь вспомогательную роль.

По-видимому, формирование уникальных скоплений нефти Ромашкинского месторождения во многом происходило благодаря латеральной миграции нефти из крупнейшего депоцентра рифейской седиментации, расположенного в Южном Предуралье. Отложения этого депоцентра выклиниваются по восстанию пластов на восточном склоне Южно-Татарского свода, что создавало условия для латеральной миграции, которая в пределах этого свода проходила преимущественно по нижнефранским отложениям.

Ярегское месторождение могло формироваться главным образом за счет поступления нефти из рифейских отложений, перекрытых аллохтонными породами фундамента Тиманского кряжа. Надвиг в основании Тиманского аллохтона создавал протяженный тектонический контакт нефтепроизводящих пород и зоны нефтенакопления в своде Ухтинской складки. Миграция нефти проходила по породам трещиноватого фундамента. Это привело к накоплению нефти в базальных отложениях среднего девона, залегающих непосредственно на фундаменте. Этим объясняются многочисленные нефтегазопроявления в фундаменте.

Широкое распространение рифейских отложений в Волго-Уральском и Мезенском бассейнах дает основание полагать что, в их пределах могут быть обнаружены новые месторождения. Для определения приоритетных направлений работ на новые месторождения, сформированные за счет рифейских источников нефти, важно понимание структурно-седиментационного развития рифейских депоцентров и моделирование развития нефтегазовых систем.

Благодарность

Автор выражает глубокую признательность И.П. Короткову, Н.И. Никонову, С.В. Сенину, Н.К. Фортунатовой за плодотворные дискуссии, касающиеся различных аспектов геологии и нефтегазоносности Предуралья, также благодарит анонимных рецензентов за ценные замечания.

Литература

Аверьянова О.Ю. (2016). Нефтегазовые системы доманикового типа Тимано-Печорского осадочного бассейна. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 11(1). https://doi.org/10.17353/2070-5379/11_2016

Атлас геологических карт Тимано-Печорского седиментационного бассейна. (2002). Под ред. Н.И. Никонова. Ухта: Региональный Дом печати, 132 с.

Баженова Т.К., Богословский С.А., Шапиро А.И., Васильева В.Ф., Рогозина Н.А. (2013). Органическая геохимия осадочного выполнения Вычегодского прогиба (Русская плита) и его геотермическая история. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 8(3). https://doi.org/10.17353/2070-5379/37_2013

Баженова Т.К. (2016). Нефтегазоматеринские формации древних платформ России и нефтегазоносность. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 11(4). https://doi.org/10.17353/2070-5379/45_2016

Башкова С.Е., Белоконь Т.В. (2008). Прогноз нефтегазоносности рифейских и вендских отложений Волго-Уральской НГП на основе общей модели формирования месторождений УВ. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, 9, с. 11–21.

Белая И.В., Попова Е., Ростовщиков В.Б. (2023). Условия формирования залежей тяжелой нефти Ярегского месторождения. В сборнике: Проблемы геологии, разработки и эксплуатации месторождений и транспорта трудноизвлекаемых запасов углеводородов. Ред. Р.В. Агиней. Ухта: УГТУ, с. 16–24.

Богун А.А., Иванов К.А., Денисов Ю.А., Волков В.П., Завьялов А.С., Виноградова Н.С., Соколов А.В. (2023). Особенности строения, изучения и разработки уникального геологического объекта республики Коми – Нижнечутинского нефтяного месторождения. *Георесурсы*, 25(2), с. 140–149. https://doi. org/10.18599/grs.2023.2.10

Гаврилов В.П. (2005). Геотектоника: учебник для вузов. М.: ФГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина, 368 с.

Галимов Э.М., Камалеева А.И. (2015). Источник углеводородов супергигантского нефтяного месторождения Ромашкино (Татарстан)-приток из кристаллического фундамента или нефтегазоматеринские осадочные отложения. *Геохимия*, 2, с. 103–122. https://doi.org/10.7868/S001675251502003X

Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна (2006). Под. Ред. С.В. Аплонова и Д.Л. Федорова. Ст.-Петербург: Наука, 319 с.

Гецен В.Г. (1987). Тектоника Тимана. Ленинград: Наука, 172 с.

Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС (2010). Минц М.В (гл. ред), в 2 томах. Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС, т.1, 408 с.

Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект УРАЛСЕЙС) (2001). Гл. ред. А.Ф. Морозов. Тверь: Герс, 286 с.

Голдобин А.Я., Нефедова Е.В. (2023). Перспективы обнаружения промышленных запасов УВ в отложениях фундамента Ухтинской складки (на примере Водненской структуры). *Сб.: «Тимано-Печорский и прилегающие бассейны: геологическое строение и новые направления геолого-поисковых работ на нефть и газ для наращивания минерально-сырьевой базы»*. Ухта: ТП НИЦ, с. 127–139.

Завьялова А.П., Карпушин М.Ю., Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Чупахина В.В., Коробова Н.И., Борисова М.с., Радченко К.А. (2023). Строение, условия формирования и нефтегазоносность отложений доманикоидной высокоуглеродистой формации центральной и юго-восточной частей Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна. *Георесурсы*, 25(2), с. 123–139. https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.9

Каюкова Г.П., А.М., Миннегалиева (Галиева), Романов А.Г., Киямова А.М., Н.С. Шарипова, Смелков В.М., Дахнова М.В., Нечитайло Г.С. (2006). Дифференциация нефтей Ромашкинского месторождения по биомаркерным параметра. *Нефтехимия*, 46(5), с. 341–351. https://doi.org/10.1134/S0965544106050033

Кожанов Д.Д., Большакова М.А., Хопта И.С., Мордасова А.В., Ступакова А.В., Заглядин Я.А., Борисова М.С., Завьялова А.П., Чупахина В.В., Сахабов Т.Р. (2021). Геолого-геохимические условия формирования нефтегазоносности рифей-вендских отложений северной части Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна. *Георесурсы*, 23(2), с. 73–86. https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.7

Копп М.Л. (2024). Кинематическое взаимодействие динамических стресс-режимов и его геологические следствия. Москва: ГЕОС, 196 с.

Кремс А.Я., Вассерман Б.Я., Матвиевская Н.Д. (1974). Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М.: Недра, 336 с.

Муслимов Р.Х. (2019). Углубленное изучение кристаллического фундамента осадочных бассейнов – веление времени. *Георесурсы*, 21(4), с. 55–62. https://doi.org/10.18599/grs.2019.4.55-62

Нефтегазоносность и геолого-геофизическая изученность Тимано-Печорской провинции: история, современность, перспективы (1999). Ред. совет: Ю.А. Спиридонов Г.В. Рассохин Н.Д. Цхадая и др. Ухта. УГТУ: Коми региональное отделение РАЕН, 1061 с.

Нефтегазоносность Республики Татарстан. Геология и разработка нефтяных месторождений (2007). Ред. Р. Х. Муслимов. Т. 1. Казань: Изд-во «Фэн» Академии наук РТ, 316 с.

Парасына В.С., Рыбальченко В.В., Гутина О.В., Худорожков В.Г., Прицан Н.В., Кононова Н.Б., Иванова Н.А., Масленников М.А., Кощук Е.П., Кощук Н.П., Берсенева Н.Я., Горшков Д.А. (2023). Карбонатные комплексы рифея западной окраины Сибирского кратона (тектоника, стратиграфия, условия седиментации, резервуары, перспективы нефтегазоносности). Под ред. Т.Н. Хераскова, В.С. Парасына. Москва: Изд. ФГБУ ВНИГНИ, 568 с.

Песков Д.В., Прищепа О.М., Жарков А.М. (2024). Перспективы нефтегазоносности древних рифейских отложений Мезенской синеклизы Восточно-Европейской платформы по результатам бассейнового анализа. *Горный журнал*, 9, с. 12–19.

Пучков В.Н. (2010). Геология Урала и Предуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.

Соборнов К.О., Скрипий А.А. (1993). Покровно-надвиговая структура осадочного чехла зоны сочленения Бельской впадины и Башкирского антиклинория Южного Урала. *Докл. АН СССР*, 333(2), с. 242–245.

Соборнов К.О. (2023). Рифейские бассейны и суперзоны нефтегазонакопления платформ Северной Евразии. *Геология нефти и газа*, 3, с. 9–24. https://doi.org/10.31087/0016-7894-2023-3-9-24

Трофимов В.А. (2014). Глубинные региональные сейсморазведочные исследования МОГТ нефтегазоносных территорий. М.: ГЕОС, 202 с.

Удоратин В.В. (2020) Структура земной коры и верхней мантии по сейсмологическому профилю Мезень–Тиман–Печора (MEZTIMPECH). *Литосфера*, 20(4), с. 517–527. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-517-527

Хасанов Р.Р., Галеев А.А. (2008). Эволюция сингенетического органического вещества в палеозойских отложениях центральной части Волго-Уральской антеклизы. *Ученые записки КГУ (Естественные науки)*, 150(3), с. 152–161.

Шатский Н.С. (1960). Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, с. 5–15.

Шеин В.С. (2012) Геология и нефтегазоносность России. М.: ВНИГНИ, 848 с.

Bally A.W., Sawyer D., and Sinkewich A. (2020). Global Tectonic and Basin Maps. Search and Discovery Article #30444. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00026-2

Brown D., Puchkov V.N., Alvarez-Marron J., Bea F., Perez-Estaun A. (2006). Tectonic processes in the Southern and Middle Urals: an overview. *Geological Society, London, Memoirs*, 32, pp. 407–419. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032

Cuong T.X., Warren J. K. (2009). Bach Ho Field, a fractured granitic basement reservoir, Cuu Long Basin, offshore Vietnam: a «buried-hill» play. *Journal of Petroleum Geology*, 32(2), pp 129–156. https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2009.00440.x

Eschard R., Huc A.Y. (2008). Habitat of biodegraded heavy oils: industrial implications. *Oil Gas Sci Technol. Rev. IFP*, 63(5), pp. 587–607. https://doi.org/10.2516/ogst:2008017

Ghori K.A.R., Craig J., Thusu B., Lüning S., Geiger V. (2009). Global Infracambrian petroleum systems: a review. Craig J., Thurow J., Thusu B., Whitham A. & Abutarruma Y. (eds). Global Neoproterozoic Petroleum Systems: The Emerging Potential in North Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 326, pp. 109–136. https://doi.org/10.1144/SP326.6

Knapp J.H., Steer D.N., Brown L.D., Berzin R., Suleimanov A., Stiller M., Lüschen E., Dennis B, Bulgakov R., Kashubin S., Rybalka A. (1996). Lithosphere-scale image of the Southern Urals from explosion-source reflection profiling. *Science*, 274, pp. 226–228. https://doi.org/10.1126/science.274.5285.226

Nelson R. A., Bueno E., Moldovanyi E. P., Matcek C.C., Azpiritxaga I. (2000). Production characteristics of the fractured reservoirs of the La Paz Field, Maracaibo basin, Venezuela. *AAPG Bull.,* 84, pp. 1791–1809. https://doi.org/10.1306/8626C393-173B-11D7-8645000102C1865D

Sobornov K. (2021). Structure and evolution of the Terek-Caspian fold-and-thrust belt: new insights from regional seismic data. *Journal of Petroleum Geology*, 44(3), pp. 259–286. https://doi.org/10.1111/jpg.12793

Сведения об авторе

Константин Олегович Соборнов – доктор геол.-минерал. наук, главный геолог, ООО «Северо-Уральская нефтегазовая компания»

Россия, 142784, Москва, Киевское ш., д. 1, БП «Румянцево», кор. 1, 412-а

e-mail: ksobornov@yandex.ru

Статья поступила в редакцию 11.11.2024;
Принята к публикации 06.02.2025;
Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Riphean Depocenters and Origin of Oil Deposits of the Romashkinskoye and Yaregskoye Fields

K.O. Sobornov
North Uralian Petroleum Company LLC, Moscow, Russiam Federation
e-mail: ksobornov@yandex.ru

Abstract. Interpretation of geological and geophysical data indicates an important role of Riphean strata in the formation of large and unique oil accumulations, which include the Romashkinskoye and Yaregskoye fields. Thermally immature Domanik shales in these areas could play only a supplementary role in the oil charging there. The formation of the unique oil accumulations of the Romashkinskoye field most likely was due to lateral migration of oil from the largest depocenter of Riphean sedimentation located in the Southern Urals. The huge size of the Riphean depocenter of the Southern Uralian Foredeep explains the anomalously high concentration of oil in the South Tatar arch. It is suggested that the Yaregskoye field was formed, also at least partially, by the oil charge from Riphean sediments overlain by the Timan Ridge overthrust. This fault created an extended tectonic contact between the buried oil-producing deposits and the oil accumulation zone of the Ukhta High. Transit migration of oil took place through fractured allochthonous basement rocks.

Key words: Romashkinskoye field, Yaregskoye field, Riphean depocenters, seismic interpretation, thrust structure, lateral migration, Ural, Timan Ridge, South Tatar arch

Recommended citation: Sobornov K.O. (2025). Riphean Depocenters and Origin of Oil Deposits of the Romashkinskoye and Yaregskoye Fields. *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 35–50. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.10

References

Atlas of geological maps of the Timan-Pechora sedimentary basin (2002). Ed. N.I. Nikonova. Ukhta: Regional Printing House, 132 p. (In Russ.)

Averyanova O.Yu. (2016). Domanik-type petroleum systems in Timan-Pechora sedimentary basin. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika = Oil and Gas Geology. Theory and Practice*, 11(1). (In Russ.) https://doi.org/10.17353/2070-5379/11_2016

Bally A.W., Sawyer D., Sinkewich A. (2020). Global Tectonic and Basin Maps. Search and Discovery Article #30444. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00026-2

Bashkova S.E., Belokon T.V. (2008). Forecast of oil and gas potential of the Riphean and Vendian deposits of the Volga-Ural oil and gas province based on a general model of hydrocarbon deposit formation. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdenii = Geology, Geophysics and development of oil and gas fields*, 9, pp. 11–21. (In Russ.)

Bazhenova T.K. (2016). Petroleum source formations of the Russian ancient platforms and their petroleum potential. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika = Oil and Gas Geology. Theory and Practice*, 11(4). (In Russ.) https://doi.org/10.17353/2070-5379/45_2016

Bazhenova T.K., Bogoslovskii S.A., Shapiro A.I., Vasil'eva V.F., Rogozina N.A. (2013). Vychegda trough (Russian plate) – organic geochemistry and geothermal history of sedimentary fill. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika = Oil and Gas Geology. Theory and Practice*, 8(3). (In Russ.) https://doi.org/10.17353/2070-5379/37_2013

Belaya I.V., Popova E., Rostovshchikov V.B. (2023).Conditions for the formation of heavy oil deposits of the Yaregskoye field. *Coll. papers: Problems of geology, development and operation of fields and transportation of hard-to-recover hydrocarbon reserves*. Ed. R.V. Aginei. Ukhta: UGTU, pp. 16–24. (In Russ.)

Bogun A.A., Ivanov K.A., Denisov Yu.A., Volkov V.P., Zavyalov A.S., Vinogradova N.S., Sokolov A.V. (2023). Features of the structure, study and development of a unique geological object of the Republic of Komi – the Nizhnechutinskoye oil field. *Georesursy = Georesources*, 25(2), pp. 140–149. (In Russ.) https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.10

Brown D., Puchkov V.N., Alvarez-Marron J., Bea F., Perez-Estaun A. (2006). Tectonic processes in the Southern and Middle Urals: an overview. *Geological Society, London, Memoirs*, 32, pp. 407–419. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032

Cuong T.X., Warren J. K. (2009). Bach Ho Field, a fractured granitic basement reservoir, Cuu Long Basin, offshore Vietnam: a «buried-hill» play. *Journal of Petroleum Geology*, 32(2), pp 129–156. https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2009.00440.x

Eschard R., Huc A.Y. (2008). Habitat of biodegraded heavy oils: industrial implications. *Oil Gas Sci Technol. Rev. IFP*, 63(5), pp. 587–607. https://doi.org/10.2516/ogst:2008017

Galimov E.M., Kamaleeva A.I. (2015). The source of hydrocarbons of the supergiant oil field Romashkino (Tatarstan) - an influx from the crystalline basement or oil and gas source sedimentary deposits. *Geokhimiya = Geochemistry*, 2, pp. 103–122. (In Russ.) https://doi.org/10.7868/S001675251502003X

Gavrilov V. P. (2005). Geotectonics. Moscow: Gubkin Russian State University of Oil and Gas, 368 p. (In Russ.)

Geodynamics and possible oil and gas potential of the Mezen sedimentary basin (2006). Ed. S.V. Aplonov, D.L. Fedorov. St. Petersburg: Nauka, 319 p. (In Russ.)

Getsen V.G. (1987). Tectonics of Timan. Leningrad: Nauka, 172 p. (In Russ.)

Ghori K.A.R., Craig J., Thusu B., Lüning S., Geiger V. (2009). Global Infracambrian petroleum systems: a review. Craig J., Thurow J., Thusu B., Whitham A. & Abutarruma Y. (eds). Global Neoproterozoic Petroleum Systems: The Emerging Potential in North Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, 326, pp. 109–136. https://doi.org/10.1144/SP326.6

Deep structure and geodynamics of the Southern Urals (URALSEIS project) (2001). Ed.-in-chief A.F. Morozov. Tver: Gers, 286 p. (In Russ.)

Deep structure, evolution and useful minerals of the Early Precambrian basement of the East European platform: Interpretation of materials on the reference profile 1-EV, profiles 4B and TATSEIS (2010). Ed.-in-chief Mints M.V. Moscow: GEOKART, GEOS, V.1, 408 p. (In Russ.)

Goldobin A.Ya., Nefedova E.V. (2023). Prospects for discovering commercial hydrocarbon reserves in the basement deposits of the Ukhta fold (using the Vodnenskaya structure as an example). *Coll. papers: Timan-Pechora and adjacent basins: geological structure and new directions of geological exploration for oil and gas to increase the mineral resource base*. Ukhta: TP NITs, pp. 127–139. (In Russ.)

Kayukova G.P., A.M., Minnegalieva (Galieva), Romanov A.G., Kiyamova A.M., N.S. Sharipova, Smelkov V.M., Dakhnova M.V., Nechitailo G.S. (2006). Differentiation of oils from the Romashkinskoye field by biomarker parameters. *Neftekhimiya = Petrochemistry*, 46(5), pp 341–351. (In Russ.) https://doi.org/10.1134/S0965544106050033

Khasanov R.R., Galeev A.A. (2008). Evolution of Syngenetic Organic Matter in Paleozoic Deposits of the Central Part of the Volga-Ural Anteclise. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta Seriya Estestvennye Nauki*, 150(3), pp. 152–161. (In Russ.)

Knapp J.H., Steer D.N., Brown L.D., Berzin R., Suleimanov A., Stiller M., Lüschen E., Dennis B, Bulgakov R., Kashubin S., Rybalka A. (1996). Lithosphere-scale image of the Southern Urals from explosion-source reflection profiling. *Science*, 274, pp. 226–228. https://doi.org/10.1126/science.274.5285.226

Kopp M.L. (2024). Kinematic interaction of dynamic stress regimes and its geological consequences. Moscow: GEOS, 196 p. (In Russ.)

Kozhanov D.D., Bolshakova M.A., Khopta I.S., Mordasova A.V., Stoupakova A.V., Zaglyadin Ya.A., Borisova M.S., Zavyalova A.P., Chupakhina V.V., Sakhabov T.R. (2021). Geology and geochemistry of Riphean-Vendian petroleum system (the Northern part of the Volga-Ural Basin). *Georesursy = Georesources*, 23(2), pp. 73–86. (In Russ.) https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.7

Krems A.Ya., Vasserman B.Ya., Matvievskaya N.D. (1974). Conditions of formation and patterns of distribution of oil and gas deposits. Moscow: Nedra, 336 p. (In Russ.)

Muslimov R.Kh. (2019). Paleobasins – a new concept of modeling the history of geological development and oil and gas bearing of regions. *Georesursy = Georesources*, 21(4), pp. 55–62. https://doi.org/10.18599/grs.2019.4.55-62

Oil and gas potential and geological and geophysical exploration of the Timan-Pechora province: history, modernity, prospects (1999). Ed. board: Yu.A. Spiridonov G.V. Rassokhin N.D. Tskhadaya et al. Ukhta. UGTU: Komi regional branch of RAEN, 1061 p. (In Russ.)

Oil and gas potential of the Republic of Tatarstan. Geology and development of oil fields (2007). Ed. R. Kh. Muslimov. V. 1. Kazan: Fen, 316 p. (In Russ.)

Nelson R. A., Bueno E., Moldovanyi E. P., Matcek C.C., Azpiritxaga I. (2000). Production characteristics of the fractured reservoirs of the La Paz Field, Maracaibo basin, Venezuela. *AAPG Bull.,* 84, pp. 1791–1809. https://doi.org/10.1306/8626C393-173B-11D7-8645000102C1865D

Parasyna V.S., Rybal'chenko V.V., Gutina O.V., Khudorozhkov V.G., Pritsan N.V., Kononova N.B., Ivanova N.A., Maslennikov M.A., Koshchuk E.P., Koshchuk N.P., Berseneva N.Ya., Gorshkov D.A. (2023). Riphean carbonate complexes of the western margin of the Siberian craton (tectonics, stratigraphy, sedimentation conditions, reservoirs, oil and gas potential). Ed. T.N. Kheraskova, V.S. Parasyna. Moscow: VNIGNI, 568 p. (In Russ.)

Peskov D.V., Prishchepa O.M., Zharkov A.M. (2024). Oil and gas potential of ancient Riphean sediments of the East European Platform (Mezen syneclise) based on basin analysis. *Gornyi zhurnal*, 9, pp. 12–19. (In Russ.) DOI: 10.17580/gzh.2024.09.02

Puchkov V.N. (2010). Geology of the Urals and the Cis-Urals (current issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa: DizainPoligrafServis, 280 p. (In Russ.)

Shatskii N.S. (1960). Principles of Late Precambrian Stratigraphy and the Volume of the Riphean Group. Stratigraphy of the Late Precambrian and Cambrian. Moscow: USSR Academy of Sciences, pp. 5–15. (In Russ.)

Shein V.S. (2012). Geology and oil and gas potential of Russia. Moscow: VNIGNI, 848 p. (In Russ.)

Sobornov K. (2021). Structure and evolution of the Terek-Caspian fold-and-thrust belt: new insights from regional seismic data. *Journal of Petroleum Geology*, 44(3), pp. 259–286. https://doi.org/10.1111/jpg.12793

Sobornov K.O. (2023). Riphean basins and petroleum superplays of the North Eurasia' platforms. *Geologiya nefti i gaza = Oil and Gas Geology*, (3), pp. 9–24. (In Russ.) DOI: 10.41748/0016-7894-2023-3-9-24

Sobornov K.O., Skripii A.A. (1993). The nappe-thrust structure of the sedimentary cover of the junction zone of the Belskaya depression and the Bashkir anticlinorium of the Southern Urals. *Dokl. AN SSSR*, 333(2), pp. 242–245. (In Russ.)

Trofimov V.A. (2014). Glubinnye regional'nye seismorazvedochnye issledovaniya MOGT neftegazonosnykh territorii [Deep regional seismic exploration studies of CMP oil and gas-bearing territories]. M.: GEOS, 202 p.

Udoratin V.V. (2020) Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle along the Mezen-Timan-Pechora Seismological Profile (MEZTIMPECH). *Litosfera = Lithosphere*, 20(4), pp. 517–527. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-517-527

Zavyalova A.P., Karpushin M.Yu., Stoupakova A.V., Kalmykov A.G., Chupakhina V.V., Korobova N.I., Borisova M.S., Radchenko K.A. (2023). Structure, formation conditions, oil and gas potential of Domanicoid high-carbon formation in the Central and South-Eastern Parts of the Volga-Ural basin. *Georesursy = Georesources*, 25(2), pp. 123–139. (In Russ.) https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.9

About the Author

Konstantin O. Sobornov – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Chief Geologist, North Uralian Petroleum Company LLC

412-a, build. 1, Kievskoe sh. 1, Rumyantsevo Business park, Moscow, 142784, Russian Federation

e-mail: ksobornov@yandex.ru

Manuscript received 11 November 2024;
Accepted 6 February 2025; Published 30 March 2025

© 2025 K.O. Sobornov. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georS.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.8 УДК 552.578.2.061.42

Методика количественной оценки неоднородности распределения нефтенасыщения в терригенных породах-коллекторах

А.В. Постников[1], О.В. Постникова[1], Е.С. Изъюрова[1], И.А. Сабиров[1], О.В. Сивальнева[1], А.Д. Изъюров[1], О.А. Зуева[1], Р.Р. Юнусов[2]*

[1]Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина, Москва, Россия

[2]ООО «ЛУКОЙЛ-Западная Сибирь», Когалым, Россия

В статье приведены результаты литологических исследований пород-коллекторов терригенных отложений нижнего мела Красноленинского свода Западной Сибири. Отличительной чертой этих отложений является высокая вариативность литотипов, что выражается в широком спектре текстурных особенностей свойств, определяющих характер их нефтенасыщения. По результатам текстурного анализа выявлено, что изучаемые отложения формировались в различных зонах подводных каналов дельтового комплекса и лагун. Для проведения оценки суммарного количества нефтенасыщенных пород-коллекторов и степени их расслоенности было подобрано 10 моделей, которые позволяют охарактеризовать распределение нефтенасыщенных пород-коллекторов в разных фациальных комплексах. Характер расслоенности отложений каждой модели, а также распределение нефтенасыщенных прослоев в ней, математически отражены с помощью принципиально новых эмпирически подобранных коэффициентов. Разработанная методика позволила провести количественную оценку неоднородности распределения нефтенасыщения в разнофациальных отложениях нижнего мела Красноленинского свода.

Ключевые слова: породы-коллекторы, моделирование нефтенасыщения, методика, количественная оценка

Для цитирования: Постников А.В., Постникова О.В., Изъюрова Е.С., Сабиров И.А., Сивальнева О.В., Изъюров А.Д., Зуева О.А., Юнусов Р.Р. (2025). Методика количественной оценки неоднородности распределения нефтенасыщения в терригенных породах-коллекторах. *Георесурсы,* 27(1), с. 51–62. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.8

Введение

Природные резервуары представляют собой совокупность горных пород, объединенных в единую иерархически соподчиненную гидродинамическую систему разномасштабных поровых объемов. Сложные флюидодинамические процессы, возникающие в природных резервуарах между поровыми объемами различного ранга в процессе разработки, в конечном итоге определяют его продуктивность. Иерархическая система разномасштабных пустот в природном резервуаре определяется текстурой пустотного пространства, которая главным образом зависит от условий осадконакопления, а также от направленности и интенсивности вторичных преобразований. Поровые объемы отличаются значениями фильтрационно-емкостных параметров и характером их пространственных изменений.

Одним из главных параметров оценки природного резервуара является его эффективная нефтенасыщенная толщина, определяемая преимущественно по результатам интерпретации геофизических исследований скважин (ГИС). Суммарная толщина нефтенасыщенных пород-коллекторов традиционно рассматривается в качестве контролирующего фактора продуктивности. Характер неоднородности распределения нефтенасыщенных пород-коллекторов практически никогда не учитывается при создании гидродинамической модели природного резервуара.

Необходимо отметить, что при практически сходных значениях пористости и проницаемости пород-коллекторов в разрезе, характер их распределения в пласте может кардинально менять его продуктивность. В связи с этим, количественная оценка неоднородности распределения нефтенасыщения в породах-коллекторах является крайне актуальной. Разработка методики такой оценки проводилась для разнофациальных терригенных отложений, отличающихся структурно-текстурными характеристиками, слагающих их пород.

* Ответственный автор: Ольга Алексеевна Зуева
e-mail: oa_zueva@mail.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Материалы и методы

В качестве объекта исследований выбраны терригенные отложения нижнего мела Красноленинского свода Западной Сибири. Изучаемые отложения представлены светло-серыми и бурыми песчаниками мелкозернистыми и алевролитами, а также темно-серыми алевро-аргиллитами. Породы-коллекторы в свою очередь связаны с песчаниками мелкозернистыми и алевролитами. Обломочная часть пород-коллекторов представлена кварцем (55–85%), полевыми шпатами (5–20%), чешуйками слюд (5–15%), обломками кремнистых, метаморфических и изверженных пород (до 10%). Часто встречаются зерна глауконита. Из акцессорных минералов – циркон, турмалин, сфен, ильменит и др. Обломки в основном имеют полуугловатую (рис. 1), полуокатанную форму. В ряде случаев форма обломков изменена вторичными процессами: отмечается регенерация зерен кварца и полевых шпатов, последние также в различной степени серицитизированы и выщелочены.

Цемент в породах-коллекторах чаще всего представлен иллитом, хлоритом, каолинитом. По структуре цемент пленочный, поровый, местами базальный. Реже встречается карбонатный цемент, представленный кальцитом, распределенным равномерно, иногда в отдельных прослоях породы. В породах-коллекторах отмечается как межзерновое, так и внутризерновое пустотное пространство, обусловленное выщелачиванием зерен. По результатам петрофизических исследований средние значения пористости составляют 20–25%, в ряде случаев достигая 30%, абсолютной проницаемости – 20–40 мД, в ряде случаев достигая 210 мД (Постникова и др., 2023), однако эта проницаемость очень часто бывает завышенной, что связано с растрескиванием слоистых пород при исследовании.

Отличительной чертой разреза является высокая вариативность литотипов, что выражается в широком спектре текстурных особенностей отложений, определяющих характер нефтенасыщения. В отложениях отмечаются массивная и горизонтальнослостая текстуры, разнонаправленная косая слоистость, флазерная, волнисто- и линзовиднослоистая, деформационные текстуры смятия и оползания, а также биотурбация и брекчеевидная «пудинговая» текстуры. Необходимо отметить, что высокая текстурная неоднородность определяет наличие большого количества краевых эффектов фильтрации, возникающих на их границах, что может служить существенным фактором, влияющим на продуктивность пласта.

По результатам текстурного анализа выявлено, что изучаемые отложения формировались в различных зонах подводных каналов дельтового комплекса и лагун. В качестве моделей для количественной оценки литологической неоднородности разнофациальных отложений и определения параметров неоднородности нефтенасыщения выбраны наиболее типичные фрагменты разреза с ярко проявленными текстурными характеристиками, отражающими специфику фациального комплекса (табл. 1). Фрагменты керна определены в интервалах 0,5–1,5 метра, что позволяет выйти на масштабный уровень не отдельных микрофаций (масштаб образцов 10–15 см), а фациальных комплексов. Исходя из характера строения продуктивных горизонтов, такие модели позволяют довольно адекватно оценить степень неоднородности продуктивного пласта.

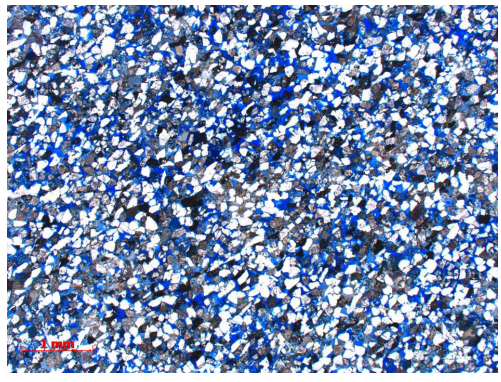


Рис. 1. Мелкозернистый песчаник нижнего мела Красноленинского свода. Равномерное распределение полуугловатых обломков кварца и полевых шпатов. Синим прокрашено пустотное пространство. Образец с глубины 1540,15 м. Без анализатора.

В связи с тем, что нефтенасыщенные прослои обладают свойством люминесценции в ультрафиолетовом (УФ) свете, изучение цифровых изображений распиленного керна в нем позволяет выделить нефтенасыщенные прослои и количественно оценить их морфометрические параметры. Необходимо отметить, что работы по изучению неоднородности нефтенасыщения, включающие анализ цифровых изображений кернового материала и шлифов, исследование отдельных прослоев и оценки их влияния на пустотное пространство пород-коллекторов, проводились различными исследователями и институтами (Акиньшина, 2023; Ракитин, 2016; Родивилов и др., 2018; Ефимов и др., 2005). В этих работах приводятся различные подходы и методики, включая ручное выделение неоднородных интервалов, полуавтоматическое ранжирование, а также обучение нейронных сетей. В Российском государственном университете нефти и газа (национальном исследовательском университете) имени И.М. Губкина на кафедре литологии разработана методика анализа цифровых изображений для определения и количественной оценки цветности изображения (Хасанов, 2014а, б). В рамках этой методики используются две общепринятых цифровых цветовых модели RGB (Red Green Blue – Красный Зелёный Синий) и HSB (Hue Saturation Brightness – Оттенок Насыщенность Яркость). В основе RGB лежит тот факт, что любой цвет можно представить как синтез трёх основных цветов: красного, зелёного и синего, в разных пропорциях. Любой цвет представляется в виде набора трёх параметров, которые характеризуют интенсивность трех основных цветов в общей палитре от 0 до 255. Формат HSB же является синтетическим и получается в результате формульного пересчёта из формата RGB. Формат HSB является более показательным для настоящей методики, так как цвет в данном случае представлен всего одной цифрой (параметр Hue). Остальные два параметра отвечают за насыщенность и яркость этого цвета соответственно (рис. 2). Параметр Hue может принимать значения от 1 до 360, параметры Saturation и Brightness – от 0 до 100.

Согласно представленным форматам анализа цветности изображений, важнейшим фактором выделения нефтенасыщенных прослоев выбранных интервалов керна является его относительное свечение в УФ свете. Нефтенасыщенные породы характеризуются яркими участками цветов от желтого до голубого, тогда

Фациальный комплекс		Подразделение	Текстурные параметры пород	
			Слоистость	Биотурбация
Лагуны	10	Морская	Субгоризонтальная, слабоволнистая слоистость	Интенсивная
Продельты	9	«Нижняя» (дистальная) часть	Турбидитная (алевро-песчаные слои до 5 см). Градационная. Трогообразная (мульдообразная). Косая. Тонко-горизонтальнослоистая. Песчаники+алевролиты ≤ глины	Слабая
	8	«Верхняя» (проксимальная) часть	Турбидитная (алевро-песчаные слои до 10 см). Градационная. Мульдообразная. Косая. Песчаники+алевролиты > глины	Слабая
Склоны (верхняя часть и подножье)	7		Оползания, сбросы	Отсутствует (слабая)
Каналы	6	Протоки	Трансгрессивная последовательность наслоения. Косая слоистость течения	Отсутствует
	5	Распределительные	Трансгрессивная последовательность наслоения. Косая разнонаправленная слоистость течения	Отсутствует
	4	Промыва	Грубообломочная экстракластовая (обломки глинистых пород)	Отсутствует
Фронт дельты	3		Регрессивная последовательность наслоения. Трогообразная (мульдообразная). Разнонаправленная косая слоистость	Отсутствует (слабая)
Бар	2	Морской фронт бара (волнистое мелководье)	Косая волнения, морского течения, флазерная.	Отсутствует
	1	Осевая зона бара	Массивная. Флазерная. Неясно-горизонтальная. Наклонная параллельная (однонаправленная прямолинейная).	Отсутствует

Табл. 1. Текстурные характеристики фациальных комплексов терригенных отложений нижнего мела Красноленинского свода

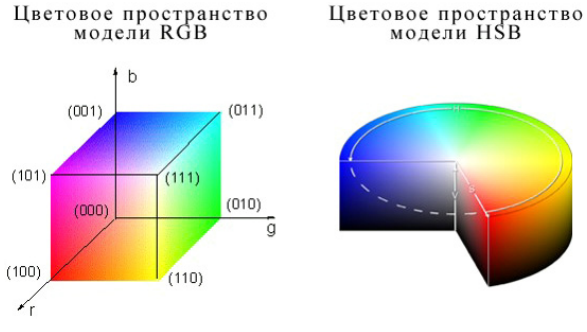


Рис. 2. Пространства цветовых моделей RGB и HSL

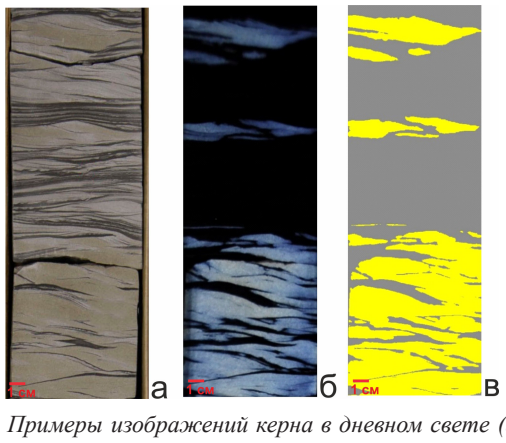


Рис. 3. Примеры изображений керна в дневном свете (а), УФ свете (б), цифровом бинарном виде (в). В УФ свечении голубым отображаются нефтенасыщенные участки, черным – не нефтенасыщенные. В цифровом бинарном изображении желтым цветом отображаются нефтенасыщенные участки, серым – не нефтенасыщенные.

как не нефтенасыщенные – цветами от темно-синих до черных. Чтобы исключить субъективность выделения нефтенасыщенных прослоев, эмпирически было установлено, что наиболее надежным параметром для разделения пород в УФ свете по признаку насыщенности жидкими углеводородами является Brightness, граничное значение которого равно четырем. Так, цифровое изображение прослоев с параметром Brightness более 4 отражает нефтенасыщенные породы-коллекторы, в то время как прослои с параметром Brightness менее 4 характеризуют интервалы не нефтенасыщенных пород.

По совокупности параметров предложенной методики выбранные интервалы керна были оцифрованы и представлены изображениями с бинарным кодом. При этом, желтый цвет характеризует нефтенасыщенную часть керна, а серый — не нефтенасыщенную (рис. 3). Полученные бинарные изображения, на которых за «нулевые» значения были взяты не нефтенасыщенные участки, а за «единицу» – нефтенасыщенные породы-коллекторы, обсчитывались с помощью математического аппарата. Благодаря этому стало возможным получить морфометрические параметры каждого выделенного на цифровом изображении объекта. Важнейшими параметрами для математического моделирования явились площадь и периметр каждого элемента бинарных изображений. Пример результата математического обсчета искомых параметров для прослоев интервала керна представлен в табл. 2.

№ прослоя	Площадь, см^2 S_i	Периметр, см P_i	Процент от всей площади интервала исследования, %	Характер нефтенасыщения
1	0,71	5,49	41,96	Нефтенасыщенные интервалы
2	0,19	2,01		
…..				
75	2,22	10,8		
1	25,52	30,99	59,04	Не нефтенасыщенные интервалы
2	0,01	0,41		
…..				
48	0,35	4,46		

Табл. 2. Пример морфометрических параметров интервала керна

Для каждого из оцифрованных интервалов керна определялись три эмпирически подобранных коэффициента.

1. Коэффициент эффективности ($К_{эфф}$), который характеризует суммарную площадь нефтенасыщенных прослоев от общей площади исследуемого интервала керна:

$$К_{эфф} = \Sigma S_i/S_{общ},$$

где S_i – площадь отдельных нефтенасыщенных прослоев, $S_{общ}$ – площадь исследуемого интервала керна.

2. Коэффициент расслоенности ($К_{рассл}$), который характеризует отношение периметров выделенных объектов и их площадей, а также показывает характер распределения нефтенасыщенных прослоев в исследуемом интервале керна:

$$К_{рассл}=((\Sigma P_i)^2/P_{общ}^2)/(\Sigma S_i/S_{общ}),$$

где P_i – периметр отдельных нефтенасыщенных прослоев (сумма длин всех сторон выделенного интервала), $P_{общ}$ – периметр исследуемого интервала керна, S_i – площадь отдельных нефтенасыщенных прослоев, $S_{общ}$ – площадь исследуемого интервала керна.

3. Коэффициент неоднородности нефтенасыщения ($К_{ннн}$), который характеризует отношение коэффициента эффективности к коэффициенту расслоенности, а также показывает неоднородность распределения нефтенасыщенных прослоев в исследуемом интервале керна:

$$К_{ннн} = К_{эфф}/К_{рассл},$$

где $К_{эфф}$ – коэффициент эффективности, $К_{рассл}$ – коэффициент расслоенности.

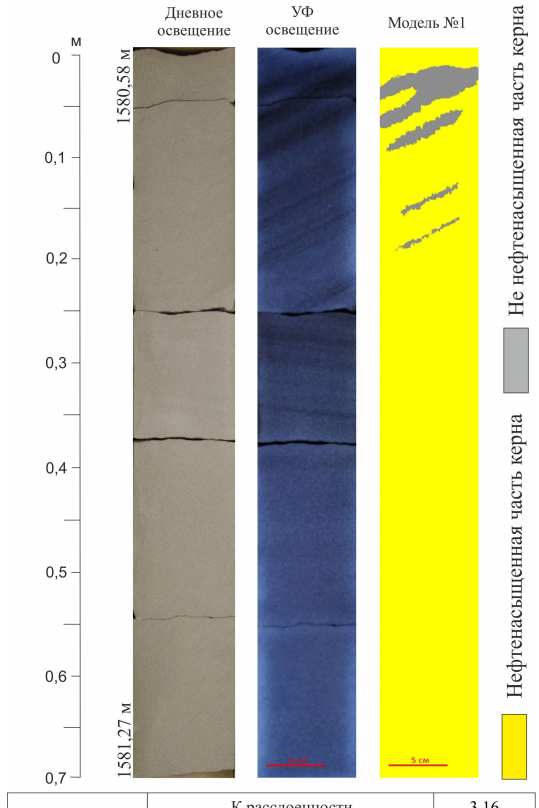
В однородных нефтенасыщенных коллекторах коэффициент неоднородности нефтенасыщенности ($К_{ннн}$) равен единице. По мере снижения нефтенасыщенности $К_{ннн}$ стремится к нулю.

В связи с тем, что подобранные эмпирические коэффициенты являются величинами безразмерными, исследователь не ограничен в выборе и масштабе изучаемого интервала. Поэтому для разных фациальных комплексов представительные интервалы могут варьироваться от 0,5 до 1,5 метра. Это позволяет более адекватно произвести оценку суммарного количества нефтенасыщенных пород-коллекторов и степень их расслоенности в важнейших элементах разреза. Для проведения такой оценки было подобрано 10 моделей, которые позволяют охарактеризовать распределение нефтенасыщенных пород-коллекторов в разных фациальных комплексах: барах, каналах, фронте дельты и продельты и ее склоновых частей, а также лагунах.

Результаты

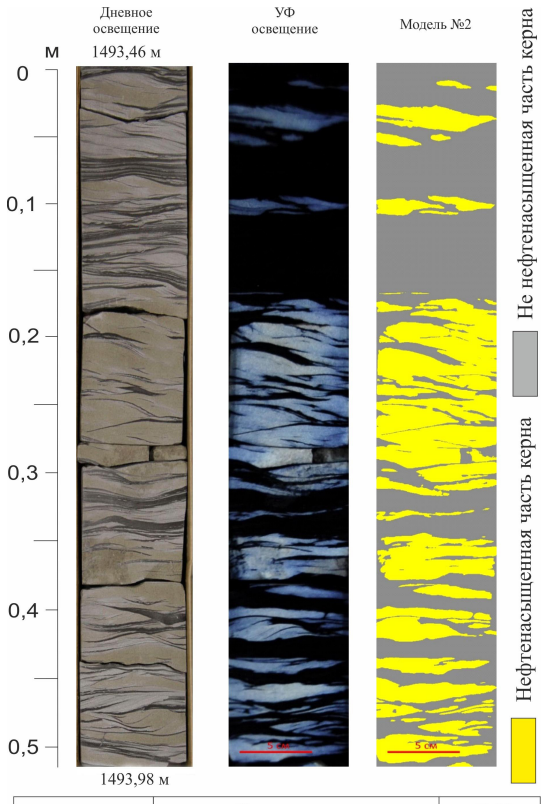
Отложения осевой части бара характеризуются массивной и наклонно-параллельнослоистой текстурой (модель №1) (рис. 4). Количество нефтенасыщенных прослоев от общей площади исследуемого интервала составляет 0,94. Интервал характеризуется весьма низкой расслоенностью ($К_{рассл}$ = 3,16). Неоднородность распределения нефтенасыщенных прослоев в исследуемом интервале составляет 0,2971, что отражает однородное распределение и преобладание нефтенасыщенных прослоев в данном фациальном комплексе.

Отложения волнистого мелководья характеризуются мульдообразной, флазерной и волнистой слоистостью (модель №2) (рис. 5). Количество нефтенасыщенных прослоев от общей площади исследуемого интервала



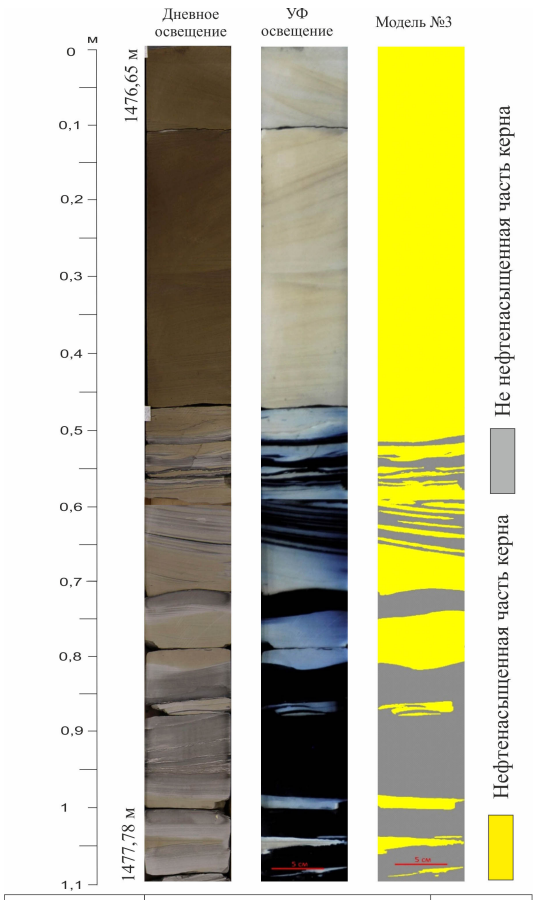
Подсчетные параметры Модели №1		
	К расслоенности	3,16
	К эффективности	0,94
	К неоднородности нефтенасыщения	0,2971

Рис. 4. Количественная оценка неоднородности распределения нефтенасыщения для отложений осевой части бара



Подсчетные параметры Модели №2	К расслоенности	70,28
	К эффективности	0,42
	К неоднородности нефтенасыщения	0,0060

Рис. 5. Количественная оценка неоднородности распределения нефтенасыщения для морского фронта бара



Подсчетные параметры Модели №3	К расслоенности	9,16
	К эффективности	0,68
	К неоднородности нефтенасыщения	0,0412

Рис. 6. Количественная оценка неоднородности распределения нефтенасыщения для отложений фронта дельты

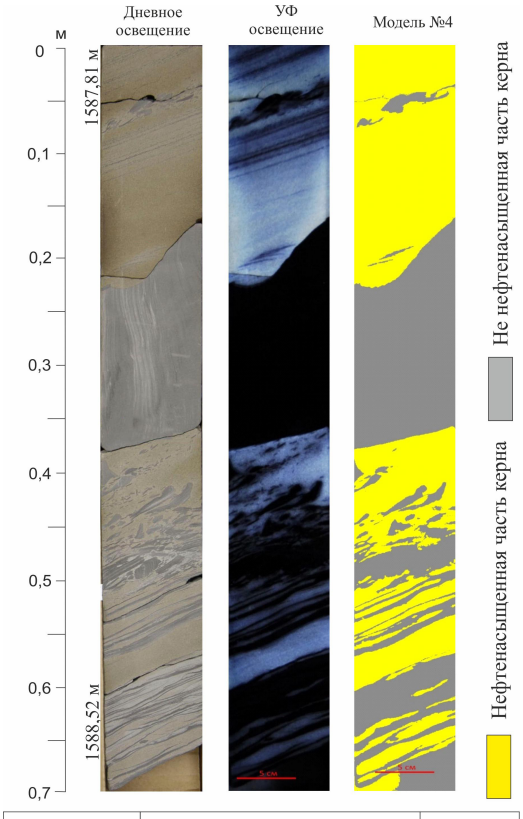
составляет 0,42. Интервал характеризуется весьма высокой расслоенностью ($К_{рассл}$ = 70,28). Неоднородность распределения нефтенасыщенных прослоев в исследуемом интервале составляет 0,0060, что отражает неравномерное и неоднородное распределение нефтенасыщенных прослоев в данном фациальном комплексе.

Отложения фронта дельты характеризуются разнонаправленной косой слоистостью и волнистослоистыми текстурами (модель №3) (рис. 6). Количество нефтенасыщенных прослоев от общей площади исследуемого интервала составляет 0,68. Интервал характеризуется низкой расслоенностью ($К_{рассл}$ = 9,16). Неоднородность распределения нефтенасыщенных прослоев в исследуемом интервале составляет 0,0412, что отражает преобладание относительно выдержанных нефтенасыщенных прослоев и незначительное появление не нефтенасыщенных слойков.

Отложения промывов барового тела характеризуются наличием экстракластовой текстуры, с обломками разного размера и окатанности (модель №4) (рис. 7). Количество нефтенасыщенных прослоев от общей площади исследуемого интервала составляет 0,76. Интервал характеризуется относительно пониженной расслоенностью ($К_{рассл}$ = 29,89). Неоднородность распределения нефтенасыщенных прослоев в исследуемом интервале составляет 0,0162, что отражает переслаивание относительно выдержанных нефтенасыщенных и не нефтенасыщенных прослоев. Стоит отметить, что отложения, отражающие фации промывов, являются достаточно локальными на площади в нефтенасыщенном интервале пласта. Однако их типичная текстурная характеристика, связанная с наличием экстракластов, допускает их математическое моделирование как отдельного фациального комплекса.

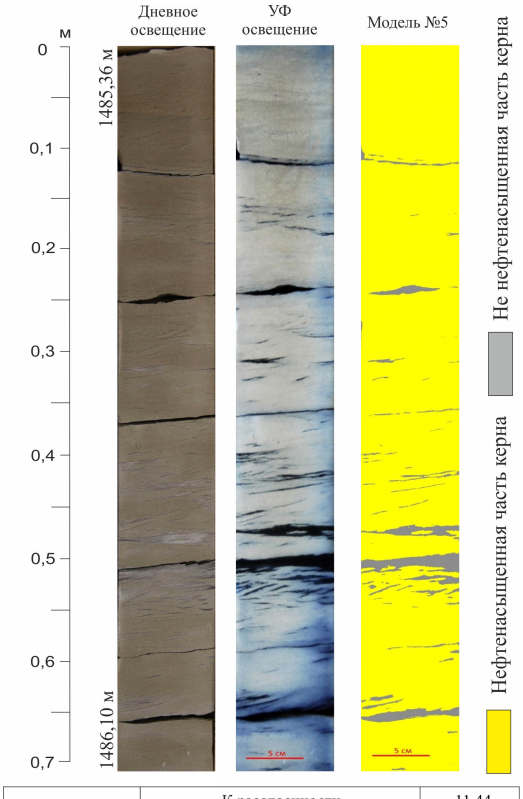
Отложения распределительных каналов характеризуются косой слоистостью течений, восходящей рябью, флазерной слоистостью (модель №5) (рис. 8). Количество нефтенасыщенных прослоев от общей площади исследуемого интервала составляет 0,94. Интервал характеризуется весьма низкой расслоенностью ($К_{рассл}$ = 11,44). Неоднородность распределения нефтенасыщенных прослоев в исследуемом интервале составляет 0,0820, что отражает преимущественное преобладание относительно выдержанных нефтенасыщенных прослоев и незначительное количество не нефтенасыщенных прослоев.

Отложения протоков характеризуются косой слоистостью течений, срезанием слоев, тонкой горизонтальной слоистостью (модель №6) (рис. 9). Количество нефтенасыщенных прослоев от общей площади исследуемого интервала составляет 0,23. Интервал характеризуется относительно пониженной расслоенностью ($К_{рассл}$ = 16,94). Неоднородность распределения нефтенасыщенных прослоев в исследуемом интервале составляет 0,0135, что отражает переслаивание незначительного количества относительно выдержанных нефтенасыщенных и преобладающего количества не нефтенасыщенных прослоев.



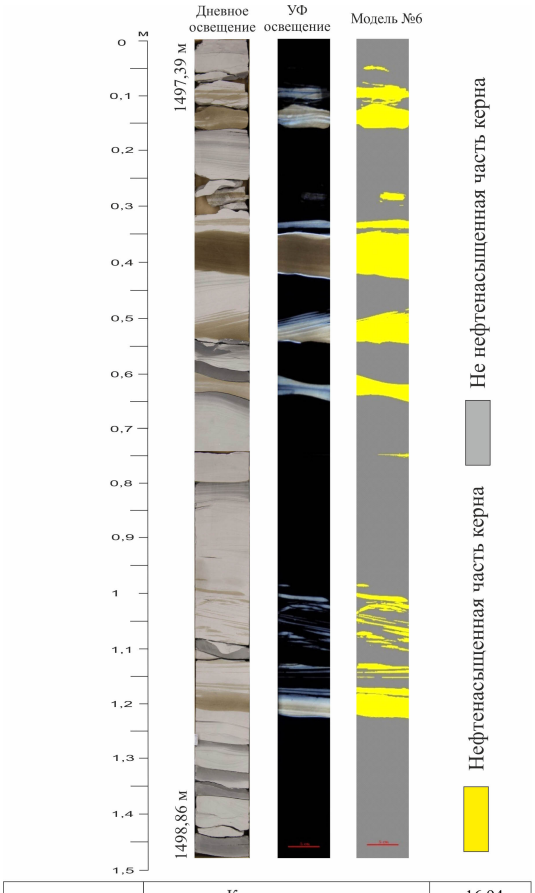
Подсчетные параметры Модели №4	К расслоенности	29,89
	К эффективности	0,76
	К неоднородности нефтенасыщения	0,0162

Рис. 7. Количественная оценка неоднородности распределения нефтенасыщения для отложений зоны промывов барового тела



Подсчетные параметры Модели №5	К расслоенности	11,44
	К эффективности	0,94
	К неоднородности нефтенасыщения	0,0820

Рис. 8. Количественная оценка неоднородности распределения нефтенасыщения для отложений распределительных каналов



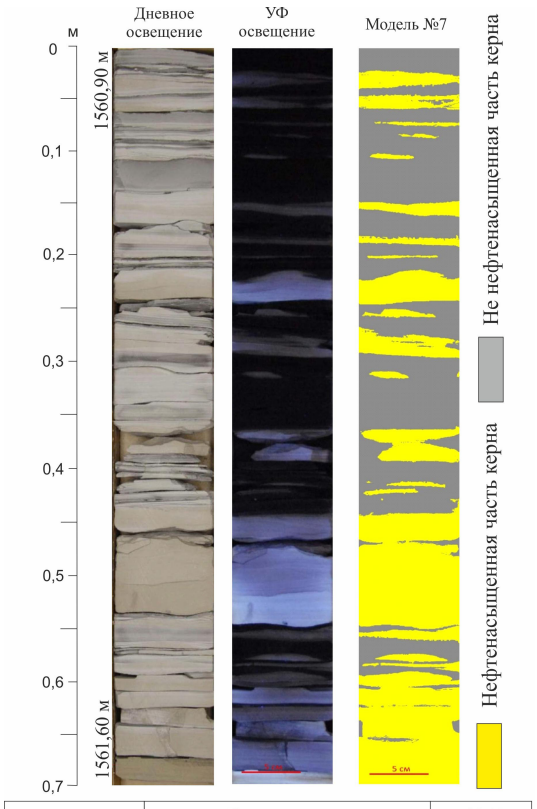
Подсчетные параметры Модели №6	К расслоенности	16,94
	К эффективности	0,23
	К неоднородности нефтенасыщения	0,0135

Рис. 9. Количественная оценка неоднородности распределения нефтенасыщения для отложений протоков

Отложения склона «верхней» (проксимальной) части продельты характеризуются градационной слоистостью, текстурами оползания и внедрения (модель №7) (рис. 10). Количество нефтенасыщенных прослоев от общей площади исследуемого интервала составляет 0,48. Интервал характеризуется относительно пониженной расслоенностью ($К_{рассл}$ = 28,45). Неоднородность распределения нефтенасыщенных прослоев в исследуемом интервале составляет 0,0133, что отражает переслаивание относительно выдержанных нефтенасыщенных и не нефтенасыщенных прослоев.

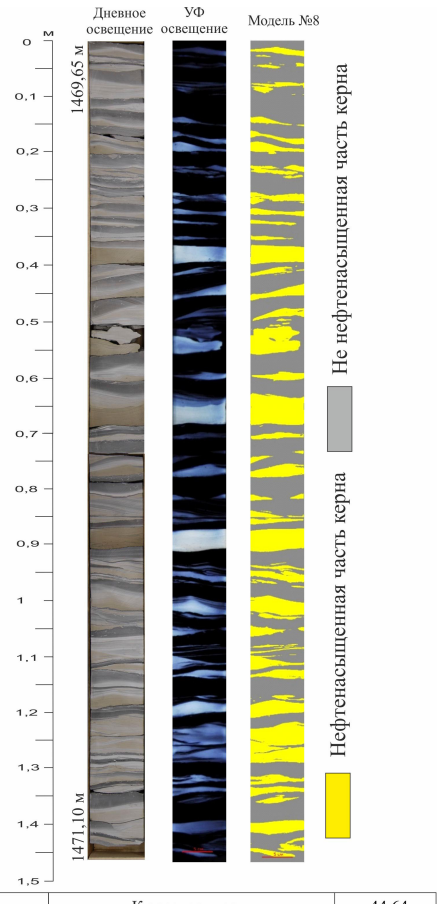
Отложения «верхней» (проксимальной) части продельты характеризуются мульдообразной, градационной слоистостью, срезанием слоев, слабой биотурбацией в отдельных прослоях (модель №8) (рис. 11). Количество нефтенасыщенных прослоев от общей площади исследуемого интервала составляет 0,38. Интервал характеризуется относительно повышенной расслоенностью ($К_{рассл}$ = 44,64). Неоднородность распределения нефтенасыщенных прослоев в исследуемом интервале составляет 0,0108, что отражает интенсивное переслаивание нефтенасыщенных и не нефтенасыщенных прослоев.

Отложения «нижней» (дистальной) части продельты характеризуются градационной слоистостью и слабой биотурбацией в отдельных прослоях (модель №9) (рис. 12). Количество нефтенасыщенных прослоев от общей площади исследуемого интервала составляет 0,02.



Подсчетные параметры Модели №7		
	К расслоенности	28,45
	К эффективности	0,48
	К неоднородности нефтенасыщения	0,0133

Рис. 10. Количественная оценка неоднородности распределения нефтенасыщения для отложений склона «верхней» (проксимальной) части продельты



Подсчетные параметры Модели №8		
	К расслоенности	44,64
	К эффективности	0,38
	К неоднородности нефтенасыщения	0,0108

Рис. 11. Количественная оценка неоднородности распределения нефтенасыщения для отложений «верхней» (проксимальной) части продельты

Интервал характеризуется относительно пониженной расслоенностью ($К_{рассл}$ = 18,18). Неоднородность распределения нефтенасыщенных прослоев в исследуемом интервале составляет 0,0009, что отражает весьма незначительное их проявление.

Отложения морских лагун (модель №10) характеризуются тонкой горизонтальнослоистой текстурой, слабоволнистослоистой и текстурой биотурбации (рис. 13). Количество нефтенасыщенных прослоев от общей площади исследуемого интервала составляет 0,16. Интервал характеризуется весьма высокой расслоенностью ($К_{рассл}$ = 137,99). Неоднородность распределения нефтенасыщенных прослоев в этом интервале составляет 0,0011, что отражает крайне неравномерное и интенсивное переслаивание нефтенасыщенных и не нефтенасыщенных прослоев.

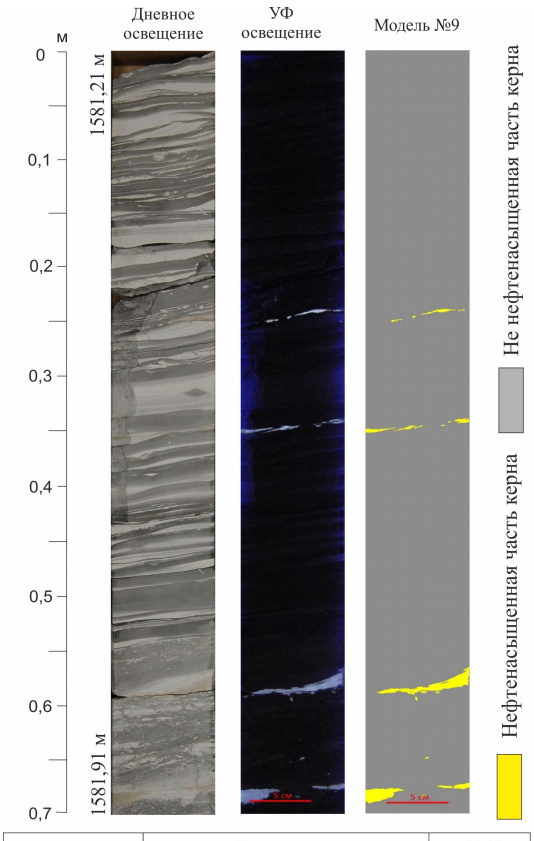
Представленные модели не являются универсальными для терригенных отложений разнофациальных комплексов. Чтобы выявить соответствующие параметры неоднородности распределения нефтенасыщения для других геологических объектов, необходимо выполнить пересчеты согласно предложенной методике по каждому из них. Возможно, после набора статистической информации появятся представительные модели для отложений тех или иных фациальных зон.

Обсуждение результатов

По результатам проведения серии расчетов математического моделирования для терригенных отложений нижнего мела Красноленинского свода, вскрытых в различных фациальных комплексах, выявлено, что отложения осевых зон бара включают наибольшее количество выдержанных нефтенасыщенных прослоев, отложения морской лагуны – наименьшее количество выдержанных нефтенасыщенных прослоев, что отражено в табл. 3.

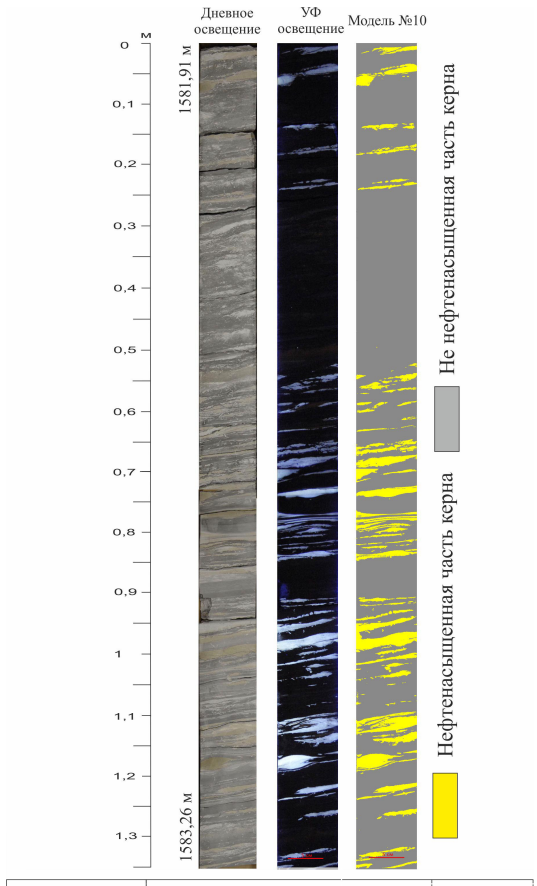
При этом наименьшее количество нефтенасыщенных прослоев в целом отмечается в отложениях «нижней» (дистальной) части продельты, в то время как наиболее расслоенными являются отложения морской лагуны (рис. 14, 15). Наибольшим и наиболее однородным распределением нефтенасыщенных интервалов отличаются отложения осевой зоны бара.

Представленные эмпирические коэффициенты предложенной методики позволяют количественно оценить равномерность появления в разрезе нефтенасыщенных пород-коллекторов как результат седиментационных и вторичных процессов. Так, по результатам анализа литологических исследований выявлено, что более значимое нефтенасыщение приурочено к относительно более грубозернистым прослоям с малым количеством цемента. При этом в нефтеносном интервале пласта отмечается наличие как непроницаемых прослоев темно-серых аргиллитов, так и водонасыщенных прослоев светло-серых алевролитов и тонкозернистых песчаников,



Подсчетные параметры Модели №9	К расслоенности	18,18
	К эффективности	0,02
	К неоднородности нефтенасыщения	0,0009

Рис. 12. Количественная оценка неоднородности распределения нефтенасыщения для отложений «нижней» (дистальной) части продельты



Подсчетные параметры Модели №10	К расслоенности	137,99
	К эффективности	0,16
	К неоднородности нефтенасыщения	0,0011

Рис. 13. Количественная оценка неоднородности распределения нефтенасыщения для отложений морских лагун

толщиной несколько сантиметров. Такие прослои могут представлять собой частое чередование в разрезе и составлять до 50% нефтеносного интервала пласта. Их литологическая интерпретация на данных ГИС может быть затруднена ввиду малых толщин. Вопрос связанности такой воды остается открытым, однако этот факт нельзя игнорировать в случае освоения залежей с применением гидроразрыва пласта и исследованию причин получения обводненной продукции. В связи с этим, авторами планируется продолжение работ по совершенствованию методики с целью разграничения водонасыщенных и непроницаемых прослоев.

Заключение

Разработанная в РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина на кафедре литологии методика позволяет провести количественную оценку неоднородности распределения нефтенасыщения в разнофациальных отложениях, как в пределах микрофаций на уровне первых десятков сантиметров, так и в масштабах сейсмофаций на уровне сотен метров. Данный подход дает возможность не только оценить неоднородность продуктивности резервуара, но и выполнить прогноз продуктивности на основе региональных литофациальных реконструкций. Непосредственное использование коэффициента неоднородности нефтенасыщения в гидродинамическом моделировании позволит дифференцированно подойти к оценке извлекаемых запасов, а также обоснованно применить технологические решения по повышению эффективности разработки нефтяных месторождений.

Литература

Акиньшина А.В. (2023). Петрофизическое моделирование тонкослоистых коллекторов. *Геосочи-2023. Актуальные проблемы геологии и геофизики: сборник материалов международной научно-практической конференции*. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», с. 82–83.

Ефимов В.А., Мальшаков А.В., Романов Е.А., Мордвинцев М.А., Рогожнев О.В. (2005). Обоснование коэффициента нефтенасыщенности на основе изучения керна и данных геофизических исследований скважин. *Нефтяное хозяйство*, (5), с. 41–43.

Постникова О.В., Изъюрова Е.С., Сивальнева О.В., Изъюров А.Д., Зуева О.А. (2023). Литолого-петрофизическая неоднородность продуктивных отложений викуловской свиты. *Разведка и охрана недр*, (6), с. 8–12.

Ракитин Е.А. (2016). Влияние глинистых микрослойков и карбонатно-ангидритовых включений на достоверность определения коэффициента нефтенасыщенности. *Нефтяное хозяйство*, (7), с. 72–74.

Родивилов Д.Б., Кокарев П.Н., Мамяшев В.Г. (2018). Нетрадиционный коллектор нижнеберезовской подсвиты и критерии его выделения. *Известия высших учебных заведений*, 3 (129), с. 37–44. https://doi.org/10.31660/0445-0108-2018-3-37-44

Хасанов И.И. (2014а). Анализ цветности пород по цифровым изображениям керна. *Геология нефти и газа*, (5), с. 33–39.

Хасанов И.И. (2014б). Методика количественной оценки литологических параметров кернового материала и ее практическое применение. Российская и мировая нефтегазовая экономика: проблемы и перспективы. *Материалы V Всероссийской студенческой научно-практической конференции*, с. 48–53.

Фациальный комплекс		Подразделение	Текстурные параметры пород		Подсчетные параметры		
			Слоистость	Биотурбация	Кэфф	Крассл	Кннн
					ΣSi/Sобщ	$((\Sigma Pi)^2/Робщ^2)/(\Sigma Si/Sобщ)$	Кэфф/Крассл
Лагуны	10	Морская	Субгоризонтальная, слабоволнистая слоистость	Интенсивная	0.16	137.99*	0.0011*
Продельты	9	«Нижняя» (дистальная) часть	Турбидитная (алевро-песчаные слои до 5 см). Градационная. Трогообразная (мульдообразная). Косая. Тонко-горизонтальнослоистая. Песчаники+алевролиты ≤ глины	Слабая	0.02*	18.18	0.0009*
	8	«Верхняя» (проксимальная) часть	Турбидитная (алевро-песчаные слои до 10 см). Градационная. Мульдообразная. Косая. Песчаники+алевролиты > глины	Слабая	0.38	44.64	0.0108
Склон	7	«Верхней» части продельты	Оползания, сбросы	Отсутствует (слабая)	0.48	28.45	0.0133
Каналы	6	Протоки	Трансгрессивная последовательность наслоения. Косая слоистость течения	Отсутствует	0.23	16.94	0.0135
	5	Распредели-тельные	Трансгрессивная последовательность наслоения. Косая разнонаправленная слоистость течения	Отсутствует	0.94	11.44	0.0820
	4	Промыва	Грубообломочная экстракластовая (обломки глинистых пород)	Отсутствует	0.76	29.89	0.0162
Фронт дельты	3		Регрессивная последовательность наслоения. Трогообразная (мульдообразная). Разнонаправленная косая слоистость	Отсутствует (слабая)	0.68	9.16	0.0412
Бар	2	Морской фронт бара (волнистое мелководье)	Косая волнения, морского течения, флазерная.	Отсутствует	0.42	70.28	0.0060
	1	Осевая зона бара	Массивная. Флазерная. Неясно-горизонтальная. Наклонная параллельная (однонаправленная прямолинейная).	Отсутствует	0.94*	3.16*	0.2971*

*Табл. 3. Результаты количественной оценки неоднородности распределения нефтенасыщения для разнофациальных комплексов терригенных отложений нижнего мела Красноленинского свода. *Серым выделены наиболее неблагоприятные значения подсчетных параметров оценки неоднородности распределения нефтенасыщения для разнофациальных отложений, желтым – наиболее благоприятные.*

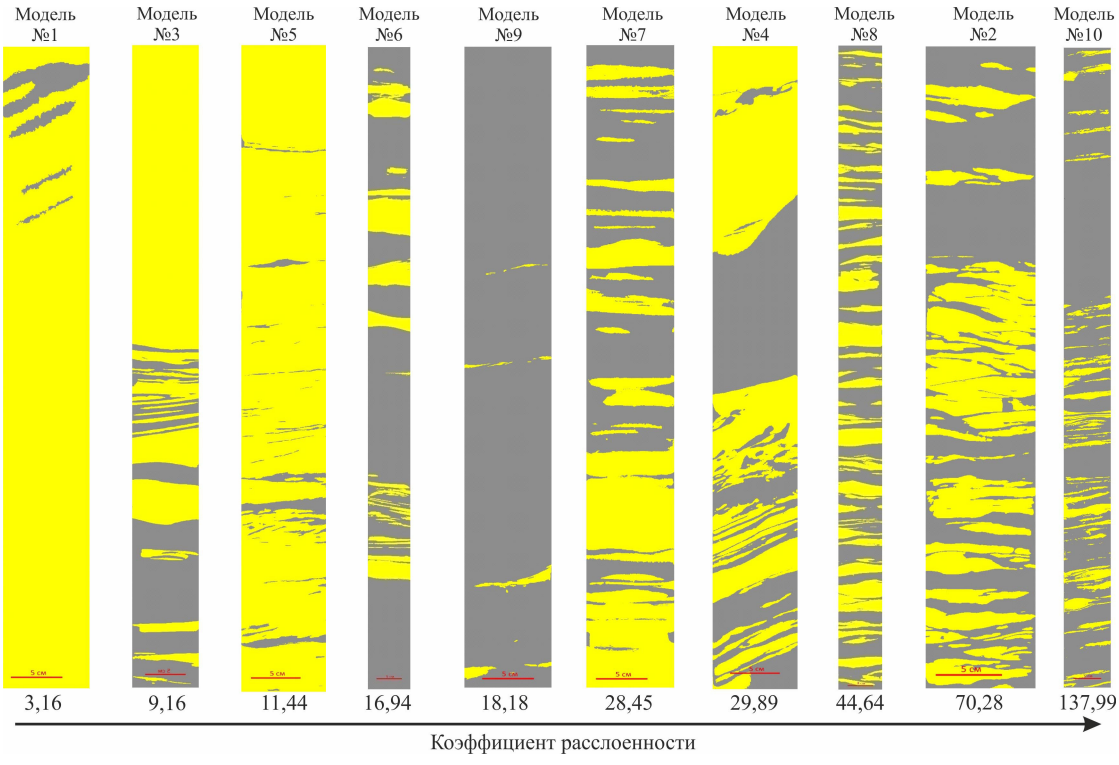


Рис. 14. Изменение коэффициента расслоенности пород-коллекторов разнофациальных комплексов терригенных отложений нижнего мела Западной Сибири

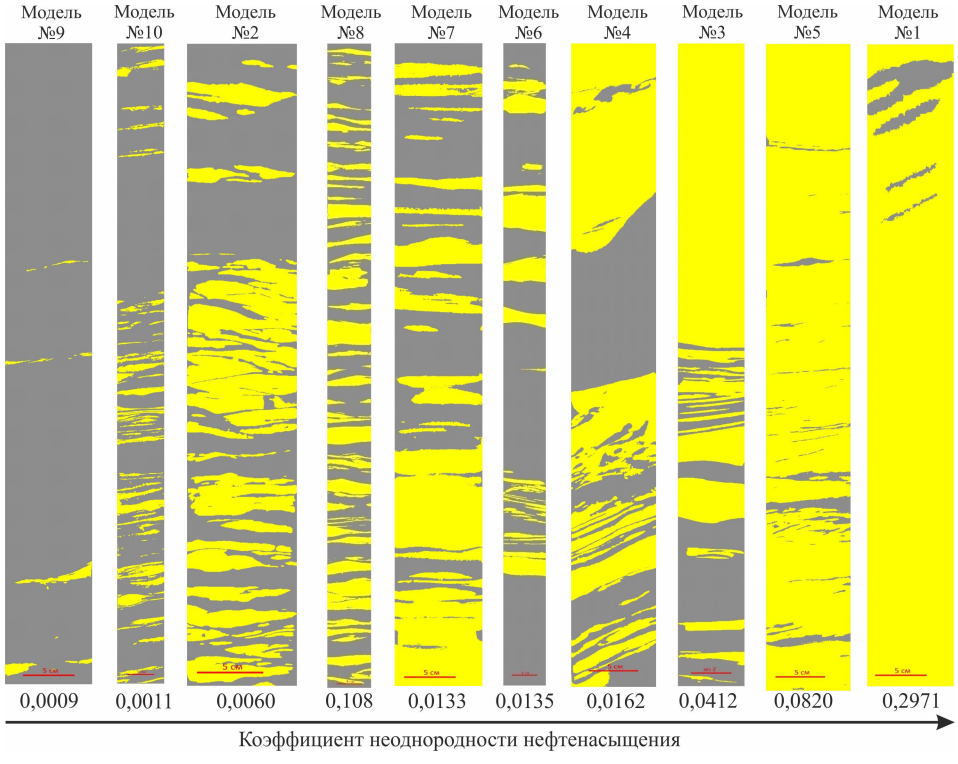


Рис. 15. Изменение коэффициента неоднородности нефтенасыщения пород-коллекторов разнофациальных комплексов терригенных отложений нижнего мела Западной Сибири

Сведения об авторах

Александр Васильевич Постников – доктор геол.-минерал. наук, зав. кафедрой литологии, Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина
Россия, 119991, Москва, пр-т Ленинский, д. 65, к. 1
e-mail: postnikov.a@gubkin.ru

Ольга Васильевна Постникова – доктор геол.-минерал. наук, декан факультета геологии и геофизики нефти и газа, Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина
Россия, 119991, Москва, пр-т Ленинский, д. 65, к. 1
e-mail: olgapostnikova@yandex.ru

Елена Сергеевна Изъюрова – кандидат геол.-минерал. наук, доцент кафедры литологии, Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина
Россия, 119991, Москва, пр-т Ленинский, д. 65, к. 1
e-mail: ekonovalceva@yandex.ru

Ильнур Анварович Сабиров – кандидат геол.-минерал. наук, доцент кафедры литологии, Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина
Россия, 119991, Москва, пр-т Ленинский, д. 65, к. 1
e-mail: sabirov.i@gubkin.ru

Ольга Владимировна Сивальнева – кандидат геол.-минерал. наук, доцент кафедры литологии, Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина
Россия, 119991, Москва, пр-т Ленинский, д. 65, к. 1
e-mail: sivalneva.o@gubkin.ru

Александр Дмитриевич Изъюров – старший преподаватель кафедры литологии, Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина
Россия, 119991, Москва, пр-т Ленинский, д. 65, к. 1
e-mail: alexizyurov@gmail.com

Ольга Алексеевна Зуева – кандидат геол.-минерал. наук, доцент кафедры литологии, Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина
Россия, 119991, Москва, пр-т Ленинский, д. 65, к. 1
e-mail: oa_zueva@mail.ru

Радмир Руфович Юнусов – начальник отдела контроля и анализа разработки месторождений нефти и газа, ООО «ЛУКОЙЛ-Западная Сибирь»
Россия, 628486, Когалым, ул. Прибалтийская, д. 20
e-mail: radmir.yunusov@lukoil.com

Статья поступила в редакцию 07.06.2024;
Принята к публикации 09.12.2024; Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Methodology for Quantifying the Heterogeneity of the Distribution of Oil Saturation in Terrigenous Reservoir Rocks

A.V. Postnikov[1], O.V. Postnikova[1], E.S. Izyurova[1], I.A. Sabirov[1], O.V. Sivalneva[1], A.D. Izyurov[1], O.A. Zueva[1], R.R. Yunusov[2]*
[1]Gubkin University, Moscow, Russian Federation
[2]LUKOIL-Western Siberia, Kogalym, Russian Federation
[*]Corresponding author: Olga A. Zueva, e-mail: oa_zueva@mail.ru

Abstract. The article presents lithological studies of reservoir rocks of terrigenous deposits of the Lower Cretaceous of the Krasnoleninsky arch of Western Siberia. A distinctive feature of these deposits is the high variability of lithotypes, which is expressed in a wide range of textural features of the deposits that determine the nature of oil saturation. According to the results of textural analysis, it was revealed that the studied sediments were formed in various zones of underwater channels of the delta complex and lagoons. To assess the total number of oil-saturated reservoir rocks and the degree of their stratification, 10 models were selected that allow us to characterize the distribution of oil-saturated reservoir rocks in different facies complexes. The methodology developed at Gubkin University at the Department of Lithology made it possible to quantify the heterogeneity of the distribution of oil saturation in the multifacial deposits of the Lower Cretaceous of the Krasnoleninsky arch.

Keywords: reservoir rocks, modeling of oil saturation, methodology, quantitative assessment

Recommended citation: Postnikov A.V., Postnikova O.V., Izyurova E.S., Sabirov I.A., Sivalneva O.V., Izyurov A.D., Zueva O.A., Yunusov R.R. (2025). Methodology for Quantifying the Heterogeneity of the Distribution of Oil Saturation in Terrigenous Reservoir Rocks. *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 51–62. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.8

References

Akinshina A.V. (2023). Petrophysical modeling of thin-layered reservoirs. *GeoSochi - 2023. Actual problems of geology and geophysics: collection of materials of the international scientific and practical conference*. Tver: LLC "POLIPRESS", pp. 82–83. (In Russ.)

Efimov V.A., Malshakov A.V., Romanov E.A., Mordvintsev M.A., Rogozhnev O.V. (2005). Substantiation of the oil saturation coefficient based

on the study of the core and data from geophysical studies of wells. *Neftyanoe Khozyaystvo = Oil Industry*, (5), pp. 41–43. (In Russ.)

Khasanov I.I. (2014a). Analysis of rock chromaticity from digital core images. *Geologiya nefti i gaza = Geology of Oil and Gas*, (5), pp. 33–39. (In Russ.)

Khasanov I.I. (2014b). The methodology of quantitative assessment of lithological parameters of core material and its practical application. *The Russian and global oil and gas economy: problems and prospects: Proc. V All-Russian Student Scientific and Practical Conference*, pp. 48–53. (In Russ.)

Postnikova O.V., Iz'yurova E.S., Sivalneva O.V., Iz'yurov A.D., Zueva O.A. (2023). Lithological and petrophysical heterogeneity of productive deposits of the Vikulov formation. *Razvedka i ohrana nedr = Exploration and protection of the subsoil*, (6), pp. 8–12. (In Russ.)

Rakitin, E.A. (2016). The influence of clay micro-layers and carbonate-anhydrite inclusions on the reliability of determining the oil saturation coefficient. *Neftyanoe Khozyaystvo = Oil Industry*, (7), pp. 72–74. (In Russ.)

Rodivilov D.B., Kokarev P.N., Mamyashev V.G. (2018). Non-traditional Reservoir of the Lower-Berezovskaya Subformation and Its Searching Criteria. *Oil and Gas Studies*, (3), pp. 37–44. (In Russ.) https://doi.org/10.31660/0445-0108-2018-3-37-44

About the Authors

Alexander V. Postnikov – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of the Department of Lithology, Gubkin University

65 Leninsky Ave., build. 1, Moscow, 119991, Russian Federation

e-mail: postnikov.a@gubkin.ru

Olga V. Postnikova – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Dean of the Faculty of Geology and Geophysics of Oil and Gas, Gubkin University

65 Leninsky Ave., building 1, Moscow, 119991, Russian Federation

e-mail: olgapostnikova@yandex.ru

Elena S. Izyurova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor of the Department of Lithology, Gubkin University

65 Leninsky Ave., building 1, Moscow, 119991, Russian Federation

e-mail: ekonovalceva@yandex.ru

Ilnur A. Sabirov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor of the Department of Lithology, Gubkin University

65 Leninsky Ave., building 1, Moscow, 119991, Russian Federation

e-mail: sabirov.i@ gubkin.ru

Olga V. Sivalneva – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor of the Department of Lithology, Gubkin University

65 Leninsky Ave., building 1, Moscow, 119991, Russian Federation

e-mail: sivalneva.o@gubkin.ru

Alexander D. Izyurov – Senior Lecturer at the Department of Lithology, Gubkin University

65 Leninsky Ave., building 1, Moscow, 119991, Russian Federation

e-mail: alexizyurov@gmail.com

Olga A. Zueva – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor of the Department of Lithology, Gubkin University

65 Leninsky Ave., building 1, Moscow, 119991, Russian Federation

e-mail: oa_zueva@mail.ru

Radmir R. Yunusov – Head of the Department of Control and Analysis of Oil and Gas Field Development, LUKOIL-Western Siberia

20 Pribaltiyskaya str., Kogalym, 628486, Russian Federation

e-mail: radmir.yunusov@lukoil.com

Manuscript received 7 June 2024;
Accepted 9 December 2024; Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georс.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.2

УДК 550.8.023

Воспроизведение структуры пустотного пространства ачимовских песчаников Восточно-Уренгойского месторождения в искусственно созданной геометрии кремниевого микрофлюидного чипа

М.Р. Латыпова[1,2], Д.И. Перепонов[1,3], В.В. Казаку[1,3], А. Щербакова[4], И.Г. Марясев[5], Р.А. Мухин[5], Е.Д. Шилов[1,3], А.Н. Черемисин[1,3], В.Л. Косоруков[2], В.В. Чуркина[2], М.А. Тархов[6], В.А. Штинов[7], Т.Э. Нигматуллин[7], Э.С. Батыршин[7], И.В. Самсонов[8]*

[1]*ООО «ЛАБАДВАНС», Москва, Россия*

[2]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

[3]*Сколковский институт науки и технологий, Москва, Россия*

[4]*Университет нефти и минералов им. короля Фахда, Дахран, Саудовская Аравия*

[5]*ООО «Системы для микроскопии и анализа», Москва, Россия*

[6]*Институт нанотехнологий микроэлектроники РАН, Москва, Россия*

[7]*ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа, Россия*

[8]*АО «РОСПАН ИНТЕРНЕШНЛ», Новый Уренгой, Россия*

Разработана уникальная методика воспроизведения структуры пустотного пространства низкопроницаемого коллектора в кремниевом микрофлюидном чипе, которая обеспечивает повторяемость ключевых параметров структуры пустотного пространства: проницаемость; распределение пор по размеру; средний диаметр каналов; извилистость каналов, соотношение макро- к микропористости по данным цифрового керна. Разработанная методика позволяет в точности копировать геометрию пор образца керна с микротомографических снимков и воссоздавать ее внутри микрофлюидного чипа.

По данной схеме разработаны искусственные структуры пустотного пространства для трех образцов ачимовских песчаников различной проницаемости. Проведенный расширенный комплекс геолого-минералогических исследований на этих образцах позволит распространить результаты будущих фильтрационных тестов на породы со схожими минералогическими характеристиками и фильтрационно-емкостными свойствами.

С целью воссоздания структуры неоднородной смачиваемости реальной горной породы в кремниево-боросиликатном микрофлюидном чипе разработан качественно новый метод частичной гидрофобизации искусственно созданного пустотного пространства в микрочипе, который заключается в плавном вытеснении пластовой воды из структуры чипа гидрофобизатором.

В настоящей работе впервые применен комплексный многопрофильный подход для воспроизведения структуры пустотного пространства керна внутри микрофлюидного чипа. В будущем данная методика будет совершенствоваться, чтобы результаты фильтрационных тестов на микрофлюидных чипах еще более достоверно отражали движение флюидов внутри пласта.

Ключевые слова: микрофлюидный чип, низкопроницаемый коллектор, ачимовский клиноформенный комплекс, фильтрационно-емкостные свойства, искусственно созданная структура пустотного пространства, цифровой керн, литолого-минералогический комплекс исследований, неоднородная смачиваемость, модификация смачиваемости

Для цитирования: Латыпова М.Р., Перепонов Д.И., Казаку В.В., Щербакова А., Марясев И.Г., Мухин Р.А., Шилов Е.Д., Черемисин А.Н., Косоруков В.Л., Чуркина В.В., Тархов М.А., Штинов В.А., Нигматуллин Т.Э., Батыршин Э.С., Самсонов И.В. (2025). Воспроизведение структуры пустотного пространства ачимовских песчаников Восточно-Уренгойского месторождения в искусственно созданной геометрии кремниевого микрофлюидного чипа. *Георесурсы,* 27(1), с. 63–80. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.2

* Ответственный автор: Маргарита Рубеновна Латыпова
e-mail: latypova@labadvance.net

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Введение

Разработка трудноизвлекаемых запасов углеводородов (УВ) является важным и перспективным направлением в области нефтегазовой геологии. Наибольший интерес представляют малоисследованные территории, которые характеризуются низкой изученностью бурением, такие как северные области Западно-Сибирской плиты (Гыданская, Ямальская, Надым-Пуровская, Енисей-Хатангская, Пур-Тазовская нефтегазовые области). Главным объектом исследования становится все чаще ачимовский клиноформенный комплекс (пласты Ач5–Ач6) ранневаланжинского возраста (K1v1), который залегает на отложениях баженовского горизонта или подачимовской толщи (Решение 5-го межведомственного регионального стратиграфического совещания…, 1991). Однако несмотря на всю перспективность разработки, исследуемые отложения относятся к низкопроницаемым коллекторам в связи с глубоководными условиями формирования ачимовского клиноформенного комплекса и большими глубинами залегания продуктивных пластов (Курчиков и др., 2013). Для промышленной разработки таких отложений почти всегда используют гидравлический разрыв пласта (Паникаровский и др., 2020). Более того, в отложениях ачимовской толщи на севере Западно-Сибирской плиты отмечаются аномально высокие пластовые давления и частые прорывы водонефтяного контакта (Кузнецов и др., 2017). Эти особенности затрудняют разработку УВ залежей и требуют специальной методики изоляции водопритоков с формированием блокирующего экрана для миграции вод и с сохранением фильтрационных характеристик участков, насыщенных УВ. Для того, чтобы осуществлять такие сложные мероприятия в процессе разработки нефтегазовых месторождений, необходимо провести предварительные фильтрационные эксперименты на образцах керна, чтобы правильно выбрать химический состав реагентов и подобрать оптимальные условия.

Большая проблема подобных экспериментов заключается в дороговизне исследований, а также в том, что невозможно использовать один образец для проведения большого количества ступенчатых фильтрационных тестов. После воздействия различными растворами и реагентами, керновый материал часто разрушается, что приводит к замене образца и не обеспечивает стопроцентную повторяемость полученного результата. В контексте указанной проблемы логичной выглядит замена структуры пустотного пространства (СПП) реального керна на аналогичную искусственно-созданную геометрию внутри кремниевого микрофлюидного чипа.

Микрочип представляет собой композитное устройство, которое содержит определенную пористую среду с входными отверстиями. Такая СПП может быть представлена как простыми каналами, так и структурами, совпадающими по своим свойствам с реальным керном. Сложная сеть микрофлюидных каналов используется для оптимизации параметров моделирования двухфазного несмешивающегося потока в пористой системе, которая достаточно сложна для измерения параметров потока и относительно проста для определения точной геометрии канала, необходимой для построения 3D-модели.

Проведение фильтрационных тестов с использованием кремниево-стеклянных микрофлюидных чипов широко известно в настоящее время по ряду российских (Pereponov et al., 2023; Scerbacova et al., 2023; Dorhjie et al., 2024; и др.) и зарубежных работ (Lifton, 2016; Lei et al., 2022; и др.). В том числе известны работы, посвященные созданию геометрии порового пространства в кремниевом микрофлюидном чипе на основании комплекса литолого-минералогических исследований образца породы-прототипа (Gunde et al., 2010, 2011). В этих работах основные параметры СПП, такие как размер и геометрия пор, толщина, длина и извилистость каналов, рассматриваются как производная от вмещающей их минеральной матрицы. Особая роль в таких исследованиях отводится соотношению литолого-минералогических характеристик породы с ее СПП по данным микротомографии (МКТ) (Bera et al., 2011, 2012).

Еще один важный момент, который стоит затронуть при обсуждении актуальности настоящих исследований, – это перспектива распространения проведенных микрофлюидных экспериментов на отложения с похожими фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС). Дело в том, что рано или поздно после проведения серии удачных фильтрационных тестов на микрофлюидных чипах встает вопрос о том, можно ли применять полученные результаты на отложениях с территорий соседних месторождений. Схожести значений ФЕС, полученных поточными измерениями газоволюметрическим методом, недостаточно, ведь этот метод не предоставляет никаких данных о морфологии пустотного пространства, лишь о значении пористости и проницаемости образца керна. В таком случае, для получения дополнительной информации вновь приходится делать дорогостоящие МКТ исследования с построением трехмерной карты СПП, но уже по образцам с территории соседнего месторождения. По мнению авторов настоящей работы, этой дополнительной операции можно избежать, если детально изучить литолого-минералогические свойства исследуемых образцов-прототипов. Ведь именно сама минеральная матрица является определяющим признаком, который контролирует морфологию пустотного пространства породы.

Таким образом, цель настоящей работы – наиболее точно воссоздать СПП низкопроницаемых ачимовских песчаников внутри микрофлюидного чипа для дальнейшего проведения сложных многофазных фильтрационных тестов. Помимо этого, требуется выявить особенности минеральной матрицы ачимовских песчаников пласта Ач5 с территории Восточно-Уренгойского месторождения, которые наиболее интенсивно повлияли на СПП исследуемых пород. В конечном итоге, на основании комплекса проведенных исследований необходимо внутри искусственно-сгенерированной СПП в микрочипе создать структуру неоднородной смачиваемости, которая будет наиболее приближена к пластовым условиям.

Материалы и методы

Материалом для настоящей работы послужили 3 образца керна стандартного размера 80 × 40 мм, а также добор цилиндрического мини-керна (10 × 4 мм) от каждого стандартного образца пласта Ач5 ачимовской толщи Восточно-Уренгойского месторождения. От цилиндра стандартного размера были отобраны доборы

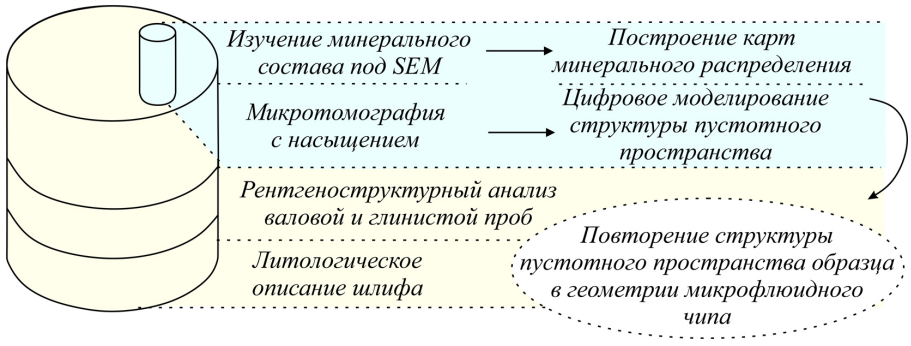


Рис. 1. План общего комплекса исследований стандартного образца керна ачимовского песчаника и мини-керна (фрагмента стандартного цилиндрического образца)

для проведения литологического описания петрографических шлифов (аналитик В.В. Чуркина) и рентгеноструктурного анализа (РСА) валовой и глинистой проб (рис. 1). На образце мини-керна проводилась МКТ с насыщением и изучение минерального состава образца под электронным микроскопом (scanning electron microscope, SEM).

В Сколковском институте науки и технологий проводились исследования мини-кернов на базе рентгеновской системы для компьютерной томографии v|tome|x L240 (GE Sensing & Inspection Technologies GmbH, Германия) (аналитик А.И. Морковкин). Для полного учёта пористости выполнены съемки в двух типах контраста – с порами, заполненными воздухом, и с газовым контрастом (насыщение ксеноном под давлением 29 бар). Выделение субмикронного пространства осуществлялось методом трехмерной визуализации ФИП/РЭМ (фокусированный ионный пучок / растровая электронная микроскопия) с ксеноном. По результатам проведенных работ были построены трехмерные цифровые модели пустотного пространства, которые включали в себя микро- и макропористость. Данные субмикронного сканирования и МКТ были предварительно обработаны, для повышения качества изображений проведена фильтрация шумов и выравнивание изображения для улучшения точности совмещения. Совмещение проводилось в ПО Avizo, алгоритмы которого включали в себя использование контрольных точек, выявленных на изображениях МКТ и субмикронного сканирования. На основании результатов цифрового моделирования далее производился расчет ФЕС в ПО GeoDict (аналитик В.В. Казаку).

На базе Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ им М.В. Ломоносова) были изготовлены шлифы на эпоксидной смоле с покровным стеклом, толщина составила 0,02 мм. Описание и фотографирование петрографических шлифов было выполнено с использованием микроскопа Olympus BX53P и стереомикроскопа Olympus SZX16 (Япония), приобретенных по программе развития МГУ. РСА предварительно обработанных проб проводился на рентгеновском дифрактометре Rigaku MiniFlex 600 (Япония) (аналитик В.Л. Косоруков). РСА глинистой фракции проводился на первично обработанной, отмученной в дистиллированной воде пробе размерностью < 0,001 мм.

Исследования образцов под SEM осуществлялось в компании ООО «Системы для микроскопии и анализа» (аналитик Р.А. Мухин). Пробоподготовка включала в себя обработку фрагмента мини-керна на полировально-шлифовальном станке Struers Labopol-5 (Швейцария). Контроль качества получаемой поверхности осуществлялся с помощью оптического микроскопа «Leica DM LB 2» (Германия). Напыление токопроводящего слоя на отполированную поверхность аншлифа производилось с помощью установки SPI-Module Carbon Coater (Канада). Для изучения образцов под электронным микроскопом использовалась однолучевая аналитическая система FEI Teneo (США) с двумя микрорентгеноспектральными энерго-дисперсионными детекторами Bruker Xflash 6/30 (Германия). Автоматизированное определение минерального состава и построение мультимасштабной карты поверхности образца осуществлялось по технологии Maps-Mineralogy. Для обработки полученных результатов использовалось ПО: MAPS-3.1, ESprite-2.1.

Измерение значений контактного угла методом сидячей капли (Mittal, 2004) производилось при помощи лабораторного прибора Kruss DSA 30S (Германия) в Сколковском институте науки и технологий (аналитик А. Щербакова). На поверхность образцов помещали капли воды объемом 4 мкл, затем проводилось измерение контактного угла нескольких капель на поверхности керна сразу после формирования капли и после 10 секунд растекания капли.

Генерация СПП для кремниевого микрочипа производилась на основании результатов цифрового моделирования по данным МКТ (аналитик Д.И. Перепонов). С набора МКТ снимков считывались и заносились в отдельную базу данных контуры пор. В результате был создан массив данных с порами, отсортированных по размеру. При этом в базу данных попадали как макро-, так и микропоры. Связность между порами создана с помощью сегментации водораздела. Более подробно методика генерации искусственно-созданной СПП описана в главе «Результаты».

Изготовление микрофлюидных кремниевых чипов со стеклянным покрытием проводилось в Институте нанотехнологий микроэлектроники РАН (ИНМЭ РАН) под руководством М.А. Тархова. Процесс изготовления кремниево-стеклянных микрофлюидных чипов напоминает стандартные процедуры, используемые в микроэлектронной промышленности. На первом этапе кремниевая подложка была очищена с использованием гидродинамической технологии. После этого на кремниевую подложку был нанесен фоторезист (PR) толщиной 2 мкм с предварительным покрытием гексаметилдисилоксаном для улучшения сцепления фоторезиста с подложкой. Затем рисунок микроканала был создан с помощью лазерной

литографии с последующим проявлением фоторезиста в водном растворе гидроксида калия. Далее, технология Bosch была использована для глубокого анизотропного травления кремния на заданную глубину. После процесса травления кремния происходит удаление остаточного защитного пассивирующего слоя и фоторезиста в кислородной плазме. Затем происходит создание сквозных каналов для ввода/вывода жидкости с помощью лазерной абляции. Заключительный этап представляет собой анодное сращивание кремниевой пластины с боросиликатным стеклом.

Гидрофобизация макропор в искусственно созданной СПП в кремниевом микрочипе производилась путем первичной закачки аналога пластовой воды в микрофлюидный чип, а затем с помощью ее последующего вытеснения раствором-гидрофобизатором и задержки этого раствора в СПП на 4 часа. В качестве гидрофобизатора использовалась стеариновая кислота 98,5% (Sigma), разбавленная в декане (концентрация кислоты 0,01 моль/л или 2,8448 г/л). Для оценки степени вытеснения пластовой воды стеариновой кислотой, вода была подкрашена флюоресцентным красителем, чтобы разницу фаз было отчетливо видно под флюоресцентным микроскопом. Таким образом, путем двухэтапной закачки в искусственно созданную СПП микрофлюидного чипа, имитирована неоднородная смачиваемость, характерная для песчаных коллекторов газоконденсатных месторождений.

Результаты

МКТ образцов мини-керна, построение цифровых моделей

По результатам проведенных МКТ исследований построены три цифровые модели образцов мини-керна пород-коллекторов из пласта Ач5 с целью получения репрезентативных численных характеристик морфометрии порового пространства и ФЕС для создания дизайна микрофлюидных чипов-двойников с тремя различными коэффициентам проницаемости (Кпр): 0,38; 2,04; 9,86 мД (рис. 2). Для каждой модели были определены основные параметры, характеризующие пустотное пространство, а именно:

1. Проницаемость (рис. 2a);
2. Пористость (рис. 2b);
3. Извилистость каналов (рис. 2c);
4. Соотношение диаметров поровых пространств (рис. 2d);
5. Объемная доля поровых каналов (рис. 2e) и пор (рис. 2f), а именно распределение каналов и пор по размерам.

По результатам цифрового моделирования выявлено, что все три образца имеют различные значения пористости и Кпр. В модели были учтены как микро- так и макропористость. Наиболее сильно отличаются Кпр, которые варьируют от 0,38 мД в самом низкопроницаемом образце до 9,86 мД в самом высокопроницаемом образце. Значения пористости также отличаются, но менее значительно (5,35–9,86%).

Извилистость каналов, а именно отклонение действительной длины пути фильтрационного потока от длины образца горной породы (Ромм, 1985), по данным цифрового моделирования изменяется в трех образцах незначительно (от 1,2 до 1,8). Соотношение диаметров поровых пространств, т.е. отношение диаметра поры к диаметру порового канала, во всех трех образцах также отличается незначительно. При этом объемная доля пор и поровых каналов также схожа для трех образцов. В среднем, диаметр порового канала составляет от 5 до 10 мкм, средний диаметр поры варьируется от 15 до 20 мкм. Таким образом выявлено, что в трех образцах среди всех расчетных характеристик пустотного пространства наиболее отличается Кпр.

Генерация структуры микрофлюидных чипов

Геометрия пустотного пространства внутри кремниевого микрофлюидного чипа разработана на основании данных цифрового керна породы-прототипа. Процесс создания геометрии микрофлюидного чипа можно разделить на следующие этапы.

1. Первоначально куб цифровой модели (рис. 2) переводится в набор черно-белых изображений. На каждом бинаризованном снимке (более 1000 слоев) (рис. 3a) с помощью специализированной программы были выделены контуры пор (рис. 3b), каждая из которых попадала в единый массив данных. Стоит отметить, что каждая макропора сохранялась в этот массив с прилегающей микропористостью.

2. Далее происходит работа с созданным массивом данных, который содержит в себе информацию о геометрии пор. В каждую сохраненную в массив пору неправильной геометрии вписывается группа окружностей максимального радиуса (рис. 3c), что позволяет отсортировать поры в массиве данных по их диаметру. Каждая пора сохраняется в массив данных с сопутствующей информацией о количестве и размере окружностей, вписанных в пору.

3. Следующим этапом, имея набор отсортированных по размеру пор, производится их перенос в нужном размерном соотношении на маску стандартного размера. Эталонное соотношение пор по размеру берется из результатов цифрового моделирования (рис. 3d). Получившееся изображение отображает реальное распределение пор по размеру, однако все поры не связаны между собой (рис. 3d).

4. Для добавления связности искусственно созданной геометрии используется сегментация методом водораздела, которая представляет собой процесс выделения контуров, основанный на выявлении участков изображения с наибольшим абсолютным значением градиента (Beucher, Lantuejoul, 1979). Изображение в таком случае представляется в качестве геоморфологической карты с возвышенностями и локальными минимумами (рис. 3e1). В более поздних работах описаны различные алгоритмы преобразования водораздела (Beucher, 1991, Beucher, Meyer, 1993). В данном случае, при создании геометрии микрофлюидного чипа, сегментация методом водораздела применяется для нахождения пространства между порами. Размер зон контролируется параметрами размытия (рис. 3e2). После создания каналов, их ширина и глубина травления выбраны таким образом, чтобы соблюсти средний диаметр поровых каналов из данных цифрового моделирования.

5. Как упоминалось ранее, на искусственную геометрию микрофлюидного чипа переносится не только макро-, но и микропористость. Описание таких зон малого

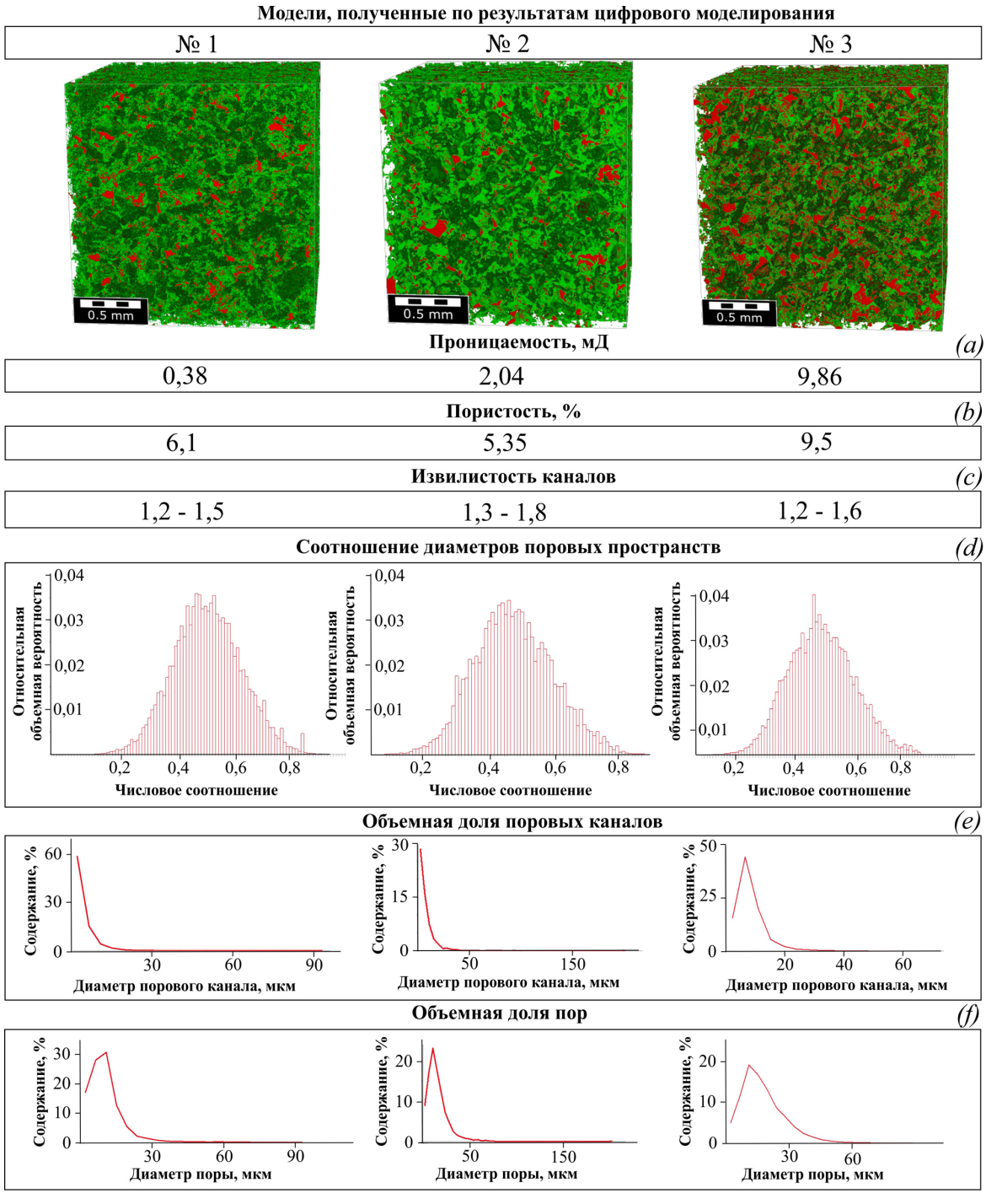


Рис. 2. Результаты цифрового моделирования трех исследуемых образцов по данным GeoDict с рассчитанными значениями пористости, проницаемости, соотношениями диаметров поровых пространств, объемных долей пор и поровых каналов

размера является задачей нетривиальной, поэтому было решено описать микропористость как решетку, состоящую из элементов 0,8 на 0,8 мкм (рис. 3f). Также для микропор в будущем будет выбрана другая глубина травления кремневой пластины с целью сохранить их микронный размер в микрофлюидном двойнике.

6. Для полученной геометрии далее необходимо рассчитать итоговый Кпр в симуляторе GeoDict, чтобы сравнить ее с той, что получилась по данным цифрового моделирования. Расчет Кпр производился путем моделирования процесса закачки УВ фазы через искусственно созданную СПП (рис. 3g). В случае, если проницаемость искусственной геометрии не соответствовала той, что получилась по результатам цифрового моделирования, производились модификации геометрии. В конечном итоге, после нескольких повторений описанной операции нужные параметры ФЕС были достигнуты.

По вышеописанной процедуре созданы искусственные геометрии микрофлюидных чипов для трех цифровых моделей с различными Кпр: 0,38; 2,04; 9,86 мД. Далее по полученным геометриям изготовлены микрофлюидные чипы размером 4 на 1,2 см (толщина чипов 1 мм), при этом размер искусственно созданной геометрии с вытравленными порами и каналами составляет 2 на 6 мм. На рис. 4 представлены фотографии изготовленных микрофлюидных чипов.

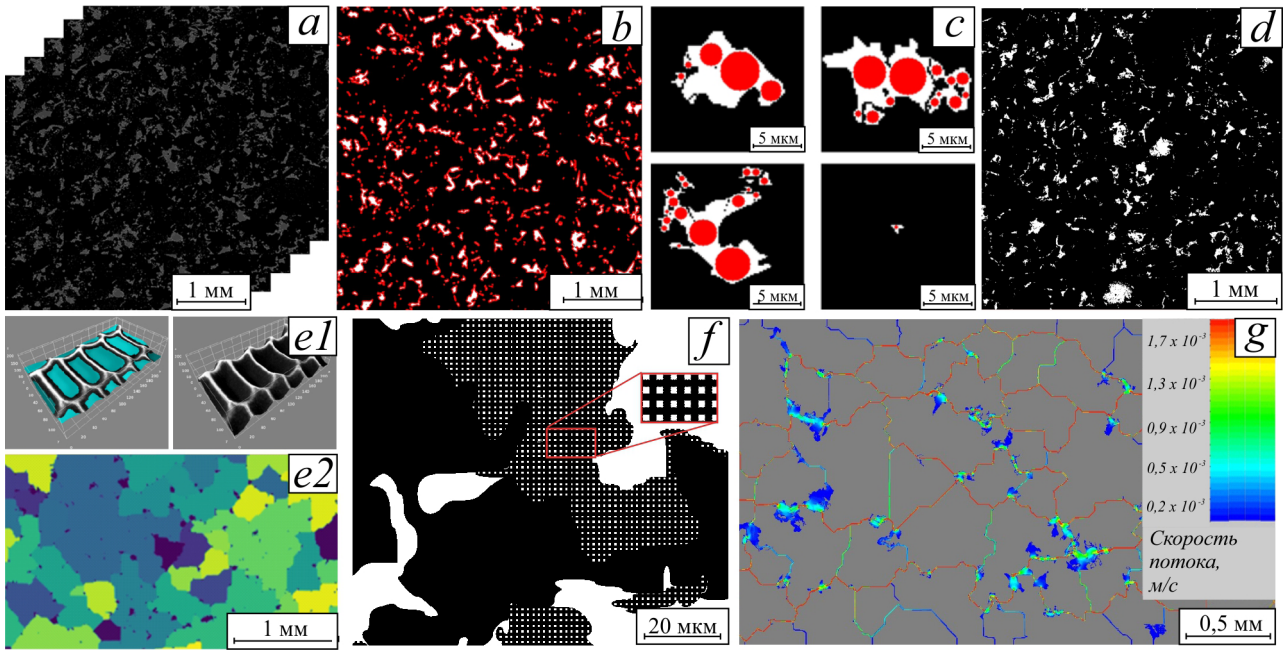


Рис. 3. Этапы создания искусственной геометрии микрофлюидного чипа на основании цифровой модели реального керна ачимовских песчаников: a – бинаризованные снимки МКТ; b – выделенные контуры пор на бинаризованном снимке МКТ; c – окружности, вписанные в поры сложной геометрии; d – поры, вынесенные на маску стандартного размера; e1 – визуализация сегментации методом водораздела; e2 – маска с вынесенными порами, к которой применена сегментация методом водораздела; f – фрагмент созданной геометрии с макро- (черный) и микропористостью (решетка); g – поле распределения скоростей потока для разработанной геометрии в программе GeoDict

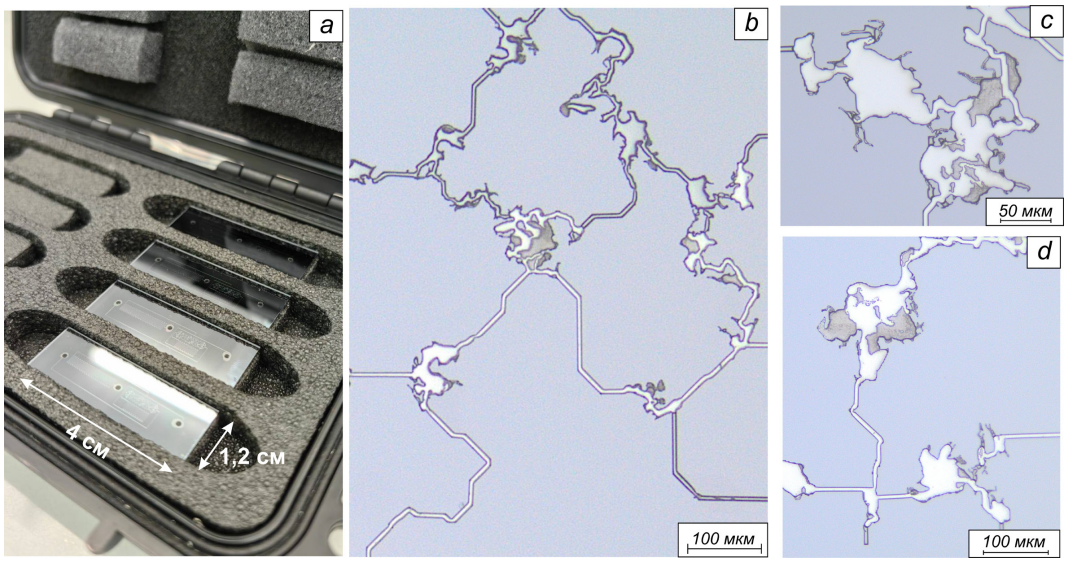


Рис. 4. Фотографии изготовленных микрофлюидных чипов (a) по искусственно созданным геометриям, фотографии фрагментов пустотного пространства под оптическим микроскопом (b-d) с макро- (белый) и микропористостью (серый цвет) при разных увеличениях

Литологическое описание петрографических шлифов

В шлифах все три образца представлены мелко-тонкозернистыми (0,01–0,5 мм) полимиктовыми аркозовыми песчаниками, хорошо сортированными, с примесью алевритового (7–10%), среднепесчаного (10%) материала с хорошей сортировкой и механоконформным соотношением обломков (рис. 5).

Песчаники состоят из угловато-окатанных, реже угловатых зерен кварца (30–35%), полевых шпатов (ПШ) (55–60%), литокластов (3%) метаморфических, осадочных и магматических пород, в минеральной матрице присутствуют чешуйки слюд (7%). Форма пластичных обломков (слюд, сланцев) свидетельствует о структурах гравитационного уплотнения – механогенного процесса изменения формы мягких обломков под литостатическим давлением. За счет ориентации слюдистых чешуек создается неясная косая слоистость. Взаимоотношение обломков – механоконформное, редко – линейное. Цемент преимущественно хлоритовый, реже поровый тонко-мелкокристаллический кальцитовый (до 3%), с участковым регенерационным кварцевым цементом и с преобладающей цементацией

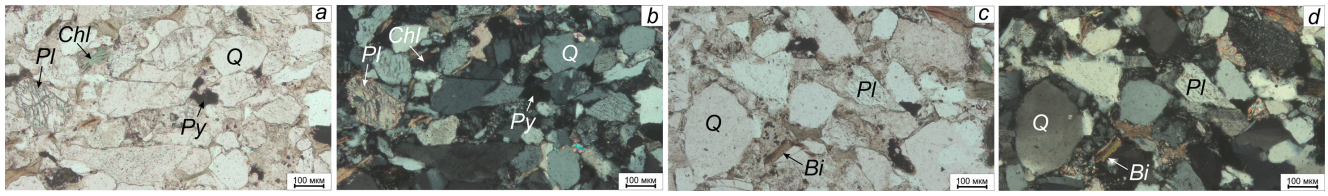


Рис. 5. Фотографии петрографических шлифов в // (a, c) и X (b, d) николях из исследуемых образцов ачимовской толщи. Минеральные разности в шлифах: Q – кварц; Pl – плагиоклаз; Py – пирит; Chl – хлорит; Bi – биотит).

вдавливанием. Среди вторичных изменений отмечаются ранние окислы железа и пирит (1%), приуроченные преимущественно к органическому веществу (ОВ) и замещающие отдельные обломки. Практически все первичное пустотное пространство в исследуемых породах залечено вторичным окварцеванием (рис. 6e) и хлоритизацией.

ПШ (55–60%) представлены калиевыми полевыми шпатами (КПШ) и плагиоклазами. КПШ – микроклины и ортоклазы, угловато-окатанные и угловатые зерна таблитчатой формы, вторично пелитизированные. Плагиоклазы – полуокатанные обломки с полисинтетическим двойникованием по альбитовому закону, олигоклазового состава, местами вторично серицитизированные (рис. 6a). Отмечаются мирмекиты – червеобразные вростки кварца в олигоклаз (рис. 6b). Редко встречаются несколько более основные плагиоклазы олигоклаз-андезинового ряда. Некоторые плагиоклазы альбитизированы пятнисто (рис. 6c) или по краям зерен. Местами ПШ имеют пустоты выщелачивания, частично заполненные вторичным каолинитом (рис. 6d), местами ПШ растворены полностью.

Минералогический состав по данным РСА

Минералогический состав трех образцов по данным рентгеноструктурного анализа валовой (рис. 7) и глинистой проб также практически идентичный. Большую часть от валовой пробы составляют плагиоклазовые (38–41%), кварцевые (27–33%) и КПШ (15–19%) зерна. Подчиненное значение имеет хлорит внутри минеральных зерен (хлоритизация ПШ) (7–10%) и слюды (4–5%). Среди глинистой фракции преобладает хлорит (82–91%), подчиненное значение имеют слюды (5–12%) и остальные минеральные соединения (кварц и ПШ – 4–6%).

Минералогический состав по данным SEM

Карты минерального распределения, построенные в результате изучения образцов мини-керна методом SEM, не показали существенных различий в минералогическом составе образцов мини-керна, на основании которых были построены модели СПП по данным МКТ. При этом, образцы мини-керна имеют практически полностью идентичный минеральный состав со стандартными цилиндрическими образцами из исследуемого пласта. Преобладающее значение в структуре минеральной матрицы имеют плагиоклазы (35–39%), кварц (24–27%) и КПШ (8–10%) (рис. 8). Основной глинистый минерал – хлорит (8–10%), слюдистые минералы – биотит и мусковит – в сумме составляют около 6% от всей минеральной матрицы, среди акцессорных минералов присутствуют гранат, иллит, рутил, апатит. Доля вторичной кальцитизации крайне мала (1–2,1%). Однако стоит отметить, что в наиболее высокопроницаемом (9,86 мД) образце №3 наблюдается наименьшее содержание порового кальцита (1%), а для наиболее низкопроницаемого (0,38 мД) образца №1 характерно повышенное содержание кальцита более чем в два раза, что все равно составляет незначительную часть от общей минеральной матрицы (2,1%).

Исследование образцов керна под электронным микроскопом с высоким разрешением показало, что большая часть макропор, выделенных по данным МКТ, обусловлена вторичным выщелачиванием плагиоклазов (рис. 9). Большая часть микропористости связана с глинистым

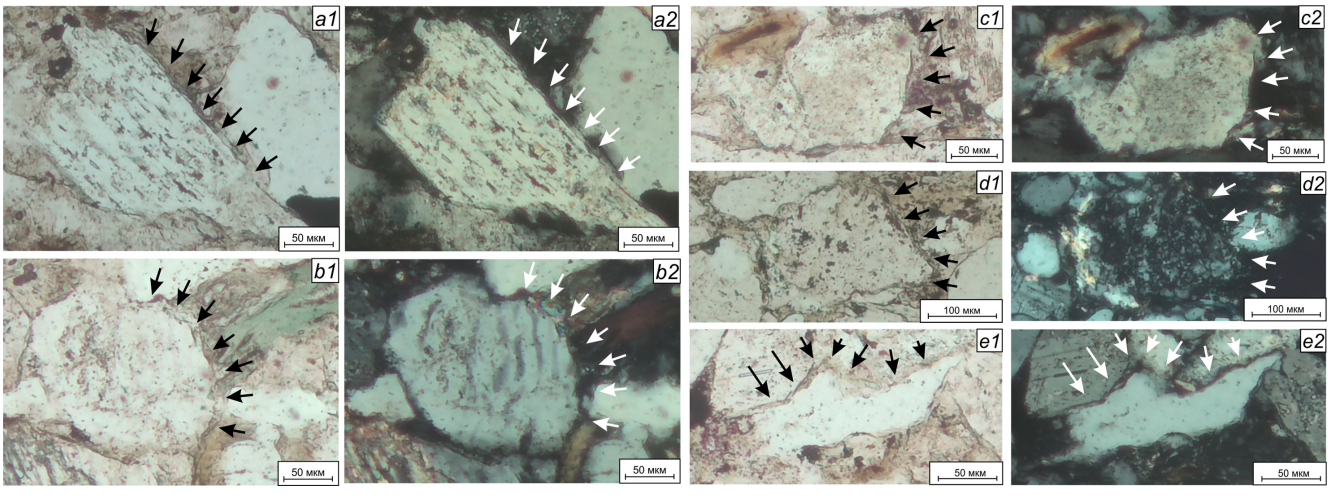


Рис. 6. Фотографии наиболее распространенных вторичных изменений кварцевых и ПШ зерен песчаника в шлифах в // (1) и X (2) николях: a – серицитизация плагиоклаза; b – кварцевые мирмекиты в плагиоклазах; c – пелитизация ПШ; d – каолинитизация ПШ; e – вторичное окварцевание (кварцевая регенерация)

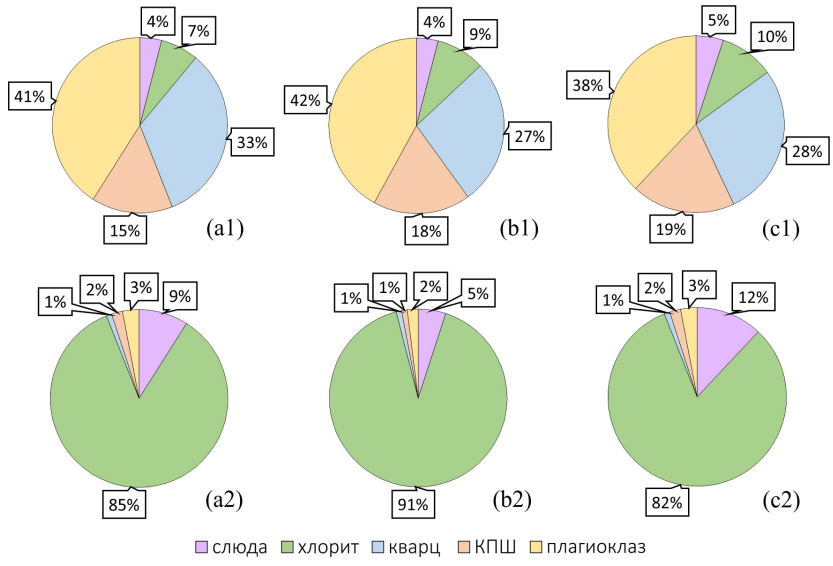


Рис. 7. Гистограммы процентного соотношения минеральных компонент по результатам РСА валовой (1) и глинистой (2) проб исследуемых образцов (a, b, c)

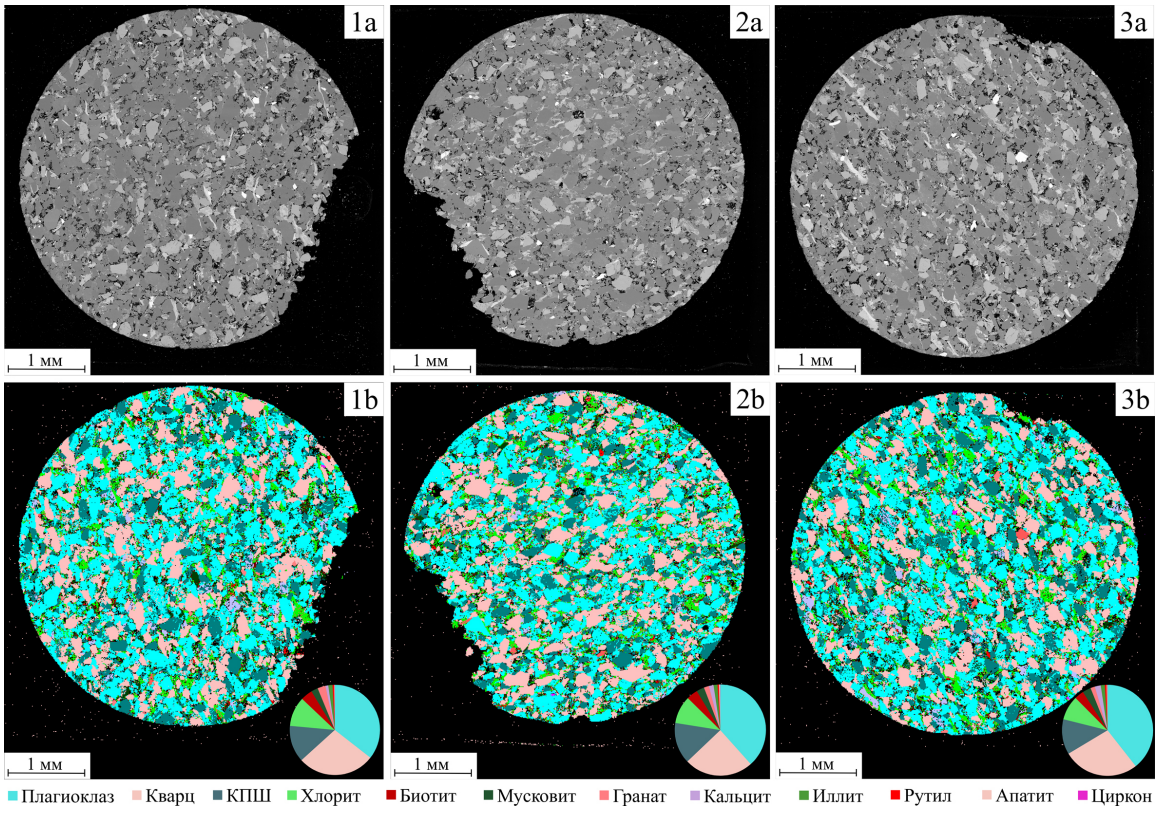


Рис. 8. Карты участка поверхности (a) и карты минерального распределения с круговыми диаграммами минерального состава (b) для исследуемых образцов мини-кернов (1, 2, 3) с разными диапазонами проницаемости по данным цифрового моделирования

хлоритовым цементом. Первичная пористость, в связи с интенсивной вторичной преобразованностью песчаников, практически не прослеживается и почти полностью замещена вторичным окварцеванием.

Измерение контактного угла смачиваемости

Для того, чтобы на кремниево-стеклянном микрофлюидном чипе максимально приблизиться к физико-химическим свойствам реальной породы, необходимо учитывать смачиваемость, которая значительно влияет на движение флюида. Чтобы в будущем корректно изменять смачиваемость кремниевой пластины, и, следовательно, смоделированной микропористой среды, необходимо изначально оценить свойства используемого материала. Поэтому, для создания неоднородной или избирательной смачиваемости (Salathiel, 1973) на кремниевой пластине микрофлюидного чипа перед сращиванием ее со стеклом, было решено провести предварительное исследование краевого угла смачиваемости керна-прототипа.

Значения контактных углов воды сразу после попадания капли на поверхности образцов керна варьируют от 42 до 60° (табл. 1). После 10 секунд растекания капли

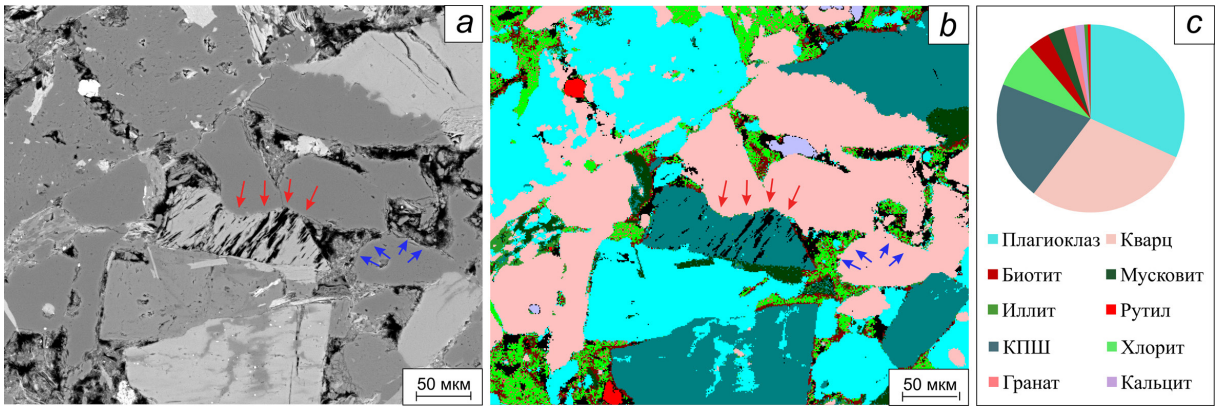


Рис. 9. Карта участка поверхности (a), карта минерального распределения (b) и круговая диаграмма минерального состава (c) увеличенной зоны интереса образца №3 (красные стрелки – зоны выщелачивания КПШ, синие стрелки – микропористость, связанная с хлоритовым цементом)

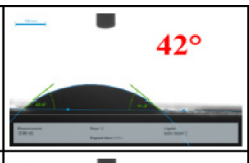
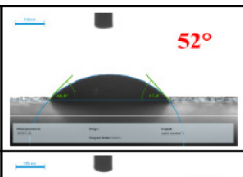
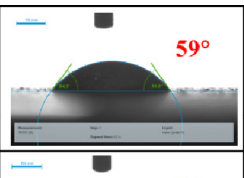
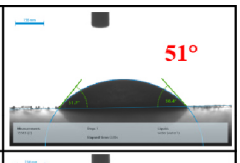
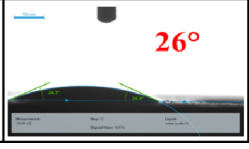
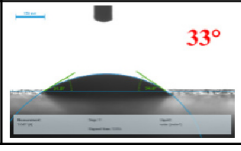
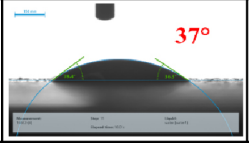
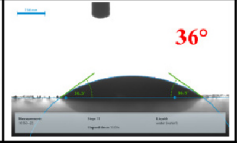
Капля воды после формирования	 42°	 52°	 59°	 51°
Капля воды после 10 секунд «растекания»	 26°	 33°	 37°	 36°

Табл. 1. Контактный угол капель воды на поверхности керна ачимовских песчаников, образцов-прототипов микрофлюидных чипов

по поверхности керна контактный угол уменьшался до 26–37°. Для всех трех образцов различной проницаемости значения контактных углов идентичны, что подтверждает гидрофильность исследуемых образцов. Однако стоит отметить, что смачиваемость изучена после проведения экстракции пород хлороформом, что исключает влияние гидрофобной составляющей на поверхность исследуемых отложений. Природные УВ соединения были удалены искусственным образом, поэтому полученные результаты не отражают реальную неоднородную смачиваемость в пласте.

Аналогичные измерения контактного угла на поверхности кремниевой пластины показали схожие результаты с керном-прототипом, что позволяет отнести используемую кремниевую пластину для создания микрофлюидных чипов к преимущественно гидрофильному материалу.

Обсуждение результатов

Сравнение параметров ФЕС кернов-прототипов и микрофлюидных чипов

Сравнение параметров ФЕС цифровой модели и микрофлюидных чипов показало значительную сходимость полученных характеристик для искусственной СПП в чипе с параметрами породы-прототипа (табл. 2). В связи с тем, что геометрия пор в микрочипе скопирована с МКТ снимков реального керна, предполагается полная сходимость формы основной массы пор в микрочипе и реальной породе. Наблюдается значительная сходимость Кпр в образце-прототипе и в микрофлюидном чипе. Так, для образца 1 с Кпр = 0,38 мД по данным МКТ после нескольких итераций пересчета математической модели, была сгенерирована СПП с Кпр = 0,61 мД.

В таблице 2 отсутствует значение пористости керна и чипа в связи с тем, что данный параметр математически затруднительно повторить в чипе одновременно со значением проницаемости. Недостатком настоящей методики является то, что в зависимости от проведения последующих исследований необходимо выбирать, какой конкретно параметр (пористость или проницаемость) является критически важным для дальнейших исследований. Воспроизведение СПП породы в чипах производилось с целью дальнейшего подбора оптимального ограничителя водопритока. При такой задаче более критичный параметр, который необходимо сохранить, – это значение проницаемости. Поэтому, этот параметр был выбран для воспроизведения в чипе.

Разработанный в настоящей работе метод генерации СПП по данным цифрового моделирования является новым и качественно превосходит ранее предложенные способы. Наиболее известные методы воспроизведения СПП пород-прототипов в микрофлюидных чипах были разработаны на основе копирования снимков рентгеновской томографии (Lacey et al., 2017) и SEM (Buchgraber et al., 2011). Значительным недостатком такой методики является отсутствие контроля распределения пор и каналов по размеру. Генерация структуры методом создания сфер и цилиндрических каналов (Pore Network Model) (Pradhan et al., 2019) активно используется в микрофлюидике и позволяет контролировать размеры пор и их количество, однако не передает реальные свойства пустотного пространства горной породы, а именно извилистость каналов, морфологию пор и др. Все эти параметры были учтены в настоящей работе. Извилистость каналов повторена с данных цифрового моделирования, а форма

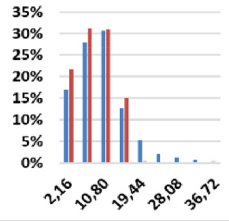
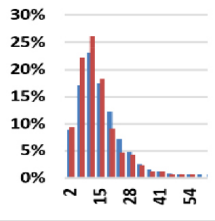
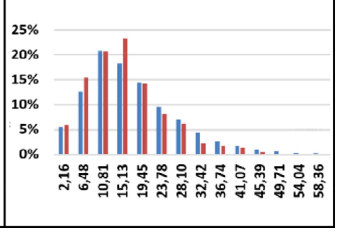
Номер образца	1		2		3	
Цифровая модель / микрофлюидный чип	Циф-ровая модель	Микро-флюидный чип	Циф-ровая модель	Микро-флюидный чип	Цифровая модель	Микро-флюидный чип
Проницаемость (мД)	0,38	0,61	2,04	3,43	9,86	12,17
Распределение каналов по размерам (мкм)	3,36*	3**	5,08*	5**	7,7*	7**
Извилистость	1,2 – 1,5	1,35	1,3 – 1,8	1,33	1,2 – 1,6	1,31
Геометрия пор	Повторена с МКТ снимков					
Распределение пор по размерам (по оси y – количество пор; по оси x – диаметр пор)						

Табл. 2. Значения проницаемости, извилистости и распределение каналов по размеру в породах-прототипах и в СПП микрофлюидных чипов. Все параметры были измерены в программе GeoDict для трех мини-кернов прототипов и для искусственно сгенерированных СПП; * – средний диаметр каналов, ** – единый размер для всех каналов; на гистограммах распределения пор по размерам: синий – поры в образце-прототипе по данным МКТ, красный – поры в микрофлюидном чипе.

пор в точности скопирована с МКТ снимков. Процентное соотношение пустот по размерам также в точности воспроизведено с данных цифровой модели.

Новая методика подходит для качественной генерации низкопроницаемых структур, моделирование которых является технически труднодостижимым. Одновременно с тем, именно генерация низкопроницаемых пустотных сред является перспективным направлением для работы с нетрадиционными коллекторами УВ, разработка которых приобретает все большую актуальность.

Влияние минералогического состава пород на их фильтрационно-емкостные характеристики

Известно, что наиболее важные параметры, которые влияют на ФЕС песчаных пород, – это морфологические (характер контакта и окатанность зерен, тип цемента), гранулометрические (размер зерен, сортировка) и минералогические (минеральный состав песчаников) характеристики минеральной матрицы песчаников. На них влияют многочисленные внешние факторы, такие как условия осадконакопления, вторичные преобразования, глубина захоронения исследуемых отложений (Scherer, 1987). Однако стоит отметить, что не всегда в низкопроницаемых песчаных коллекторах удается проследить корреляцию между их проницаемостью и литологическим составом (Rushing et al., 2008).

Результаты настоящей работы указывают на то, что гранулометрический и минералогический составы для трех исследуемых образцов по данным литологического описания шлифов, РСА и SEM практически не отличаются. Численные характеристики ФЕС, полученные с помощью цифрового моделирования по данным МКТ, различаются между собой также незначительно, за исключением проницаемости. Таким образом, для исследуемых отложений не прослеживается очевидной корреляции между литолого-минералогическими характеристиками и Кпр, за исключением повышенного содержания порового кальцита в менее проницаемых образцах. Вторичная кальцитизация – распространенный процесс, который приводит к уменьшению проницаемости отложений ачимовской толщи, не имеет широкого распространения в пределах исследуемого пласта Ач5. Однако даже небольшие вторичные изменения, которые привели к незначительной кальцитизации (1–2%) некоторых образцов, могли повлиять на проницаемость последних.

Широко известно, что глинистый цемент в песчаных коллекторах часто заполняет значительную часть межзернового пустотного пространства, что приводит к блокированию каналов и к ухудшению проницаемости пород (Nelson, 2009; Xi et al., 2015). Однако не все глинистые минералы обеспечивают одинаково негативный вклад в СПП песчаных коллекторов. По данным проведенных исследований выявлено, что основные породообразующие глинистые минералы в минеральной матрице исследуемых образцов принадлежат к группе хлоритов, что может свидетельствовать об отсутствии перспективы отрицательного влияния глинистых минералов на ФЕС пласта в процессе его разработки. Более того, в исследуемых породах наблюдается практически полное отсутствие глинистых минералов гидрослюдистой группы, которые могут привести к значительному уменьшению проницаемости пород в результате «внутрикристаллического разбухания глинистых минералов» (Mooney et al., 1952; Morris, Shepperd, 1982).

Вся первичная пористость в исследуемых образцах почти полностью заполнена в результате позднедиагенетических преобразований (вторичное окварцевание, каолинитизация, серицитизация), что вполне типично для отложений ачимовского клиноформенного комплекса. Образование большей части вторичного пустотного пространства в исследуемых образцах также связано с позднедиагенетическими и катагенетическими

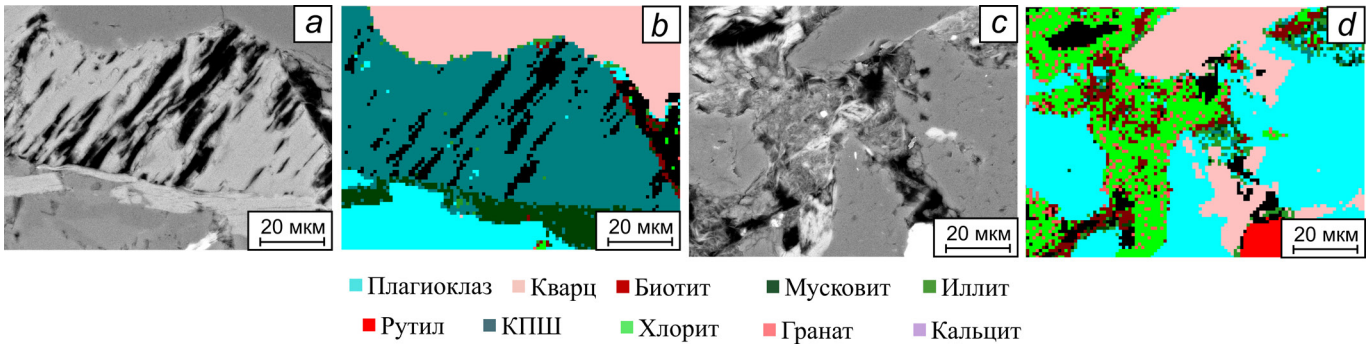


Рис. 10. Фрагменты карт участков поверхности (a, c) и карт минерального распределения (b, d) по данным SEM с участками обширно развитой макро- (a, b) и микропористости (c, d)

преобразованиями внутри самых нестабильных минеральных зерен, а именно внутри ПШ. При этом, основная часть макропор во всех трех исследуемых образцах сформировалась в результате выщелачивания ПШ (рис. 10a, b). По результатам РСА выявлено, что содержание ПШ в исследуемых песчаниках варьирует от 57 до 60%. Среди вторичных изменений ПШ выделяются в основном серицитизация, пелитизация, каолинитизация плагиоклазов. При этом, большая часть микропористости приурочена к структуре глинистых минералов группы хлорита (рис. 10c, d).

Создание неоднородной смачиваемости в микрофлюидном чипе

Смачиваемость – это важный параметр, обусловленный влиянием поверхностных сил. Смачиваемость оказывает наибольшее влияние на поведение пластовых флюидов (Bartell, Osterhof, 1927). В контексте разработки УВ месторождений исследование смачиваемости пород стало очень актуальным направлением в середине 60-х годов (Moore, Slobod, 1955; Slobod, Blum, 1952), когда выяснилось, что наличие УВ в коллекторах приводит к значительной гидрофобизации поверхности пород (Amott, 1959). Сегодня широко известно, что смачиваемость пласта сильно влияет на эффективность применения большинства известных технологий разработки месторождений УВ, а неверное предположение о характере смачиваемости пород может привести к необратимым повреждениям и осложнениям.

Для пустотного пространства пород из продуктивных пластов ачимовской толщи часто характерна неоднородная или избирательная смачиваемость (mixed-wettability condition) (Salathiel, 1973). В большинстве случаев, неоднородная смачиваемость нефтяных коллекторов объясняется тем, что УВ внутри пласта вытесняют воду из наиболее крупных связанных пустот в мелкие поры и капилляры. Если УВ соединения в пласте представлены преимущественно тяжелыми нефтями, то их химический состав сильно влияет на смачиваемость пустотного пространства, в пределах которого УВ находились длительное время (Johansen, Dunning, 1961; Strassner, 1968). Тяжелые УВ соединения могут отделяться от нефтей и воздействовать на внутреннюю поверхность пустот (Bobek et al., 1958; Mungan, 1972). Таким образом, в нефтенасыщенных коллекторах часто наблюдается гидрофобизация крупного связанного между собой пустотного пространства, заполненного УВ. При этом, поверхности микропор более гидрофильны из-за заполнения пластовой водой.

Исследуемые отложения находятся в пределах газоконденсатного месторождения. В связи с этим, было решено учесть неоднородную смачиваемость пустотного пространства породы, а именно разную смачиваемость микро- и макропор. Гипотеза основана на том, что в мелких порах находится вода, удерживаемая капиллярными силами. То есть, если исходная смачиваемость пласта гидрофильная, то мелкие (микро-) поры останутся гидрофильными в процессе течения газоконденсата, так как они заняты остаточной водой и не могут быть вытеснены конденсатом. Полимикровые аркозовые песчаники по своему определению являются гидрофильными, поэтому единственный параметр, который мог повлиять на гидрофобизацию пустотного пространства исследуемых пород – это пластовые УВ.

Конденсат при течении будет занимать более крупные поры и вытеснять газ, который был в этих порах изначально. То есть, более крупные поры в какой-то степени будут гидрофобизованы. Таким образом, было решено гидрофобизовать крупные поры и связующие их каналы (макропористость), но незначительно, чтобы интегрально модель оставалась все же преимущественно гидрофильной. Смачиваемость кремниевой подложки вокруг микропористости осталась без изменений, то есть гидрофильной. Схематично микромодель со смешанной смачиваемостью показана на рис. 11. Средний контактный угол составил 75°.

В литературе широко известны несколько методов изменения смачиваемости поверхности кремниевых пластин:

1. Силанизация кремниевой поверхности чипа – обработка поверхности кремнеорганическими соединениями силанами. В работе (Karadimitriou, 2013) описан процесс силанизации кремниевой поверхности чипа раствором TCP-силана в 96% этаноле. В зависимости от разной концентрации силана, авторы добивались различного угла смачиваемости обработанной поверхности. К недостаткам этого метода можно отнести неравномерную гидрофобизацию и образование «хлопьев» в микромодели при взаимодействии силана с водой и, как следствие, закупоривание микропор этими хлопьями. Длительное воздействие силана также может привести к частичной коррозии чипа и, соответственно, к увеличению проницаемости искусственно созданной СПП.

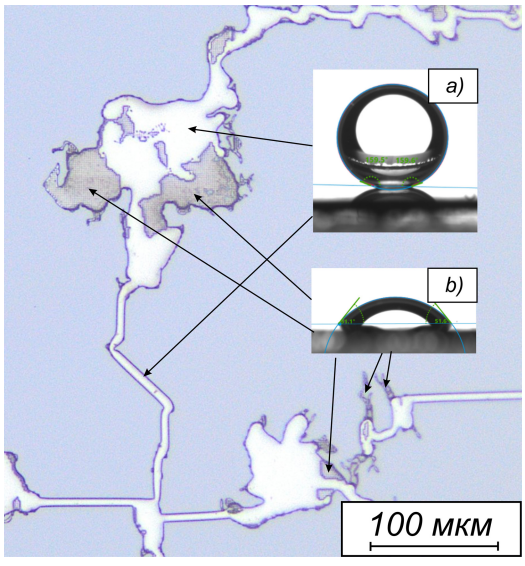


Рис. 11. Схематичное распределение неоднородной смачиваемости для микро- и макропор в микрофлюидном чипе, где макропористость и каналы гидрофобные (a), а микропористость остается гидрофильной (b)

2. Обработка раствором «пиранья» – закачка смеси серной кислоты (H_2SO_4) и перекиси водорода (H_2O_2). В работе (Koh et al., 2012) были использованы различные кислоты и H_2O_2 с целью создания более гидрофильной поверхности. В результате обработки этим раствором на поверхности кремния чипа образуется слой аморфного покрытия толщиной 1,3 нм (Li et al., 2023). Этот слой и приводит к большей гидрофилизации поверхности. Недостаток метода – изменение структуры обрабатываемой поверхности, «набухание» при реакции с деканом (Koh et al., 2012).

3. Электрохимические манипуляции степенью окисления – контроль смачиваемости медной поверхности ($CuO + Cu_2O$) в результате изменения степени ее окисления (Zahiri et al., 2017). Реализовать такой метод в структуре микрофлюидного чипа можно в том случае, если напылить тонкий слой меди на поверхность уже вытравленной СПП перед сращиваем микрофлюидного чипа со стеклом. Однако данный метод сложен в реализации, требует тщательной подготовки и специализированного оборудования.

4. Состаривание поверхности стеариновой кислотой – закачка раствора кислоты, что делает поверхность кремниевой пластины шероховатой, следовательно, увеличивает площадь контакта капли с поверхностью (Iglauer et al., 2020; Ali et al., 2021). Подробнее разработанный нами механизм модификации смачиваемости представлен в разделе «Материалы и методы».

На рисунке 12 показаны три фазы закачки флюидов для достижения неоднородной смачиваемости СПП в микрофлюидном чипе. В процессе закачки гидрофобизатора на низком перепаде давлений часть воды, которая задерживалась в структуре микропор, не вытеснена гидрофобизирующим раствором из-за капиллярных сил и, соответственно, не была подвержена гидрофобизации (рис. 12c). Таким образом, внутри СПП микрофлюидного чипа создана неоднородная смачиваемость, которая характерна для ачимовских коллекторов нефтегазоконденсатных месторождений.

Выводы

В рамках проведенных работ были получены следующие основные результаты.

1. Разработана новая уникальная методика генерации искусственно созданной СПП на основании МКТ образца керна. Этот метод является новым и качественно превосходит ранее предложенные способы. Разработанная методика обеспечивает практически полную повторяемость ряда ключевых параметров СПП керна по данным

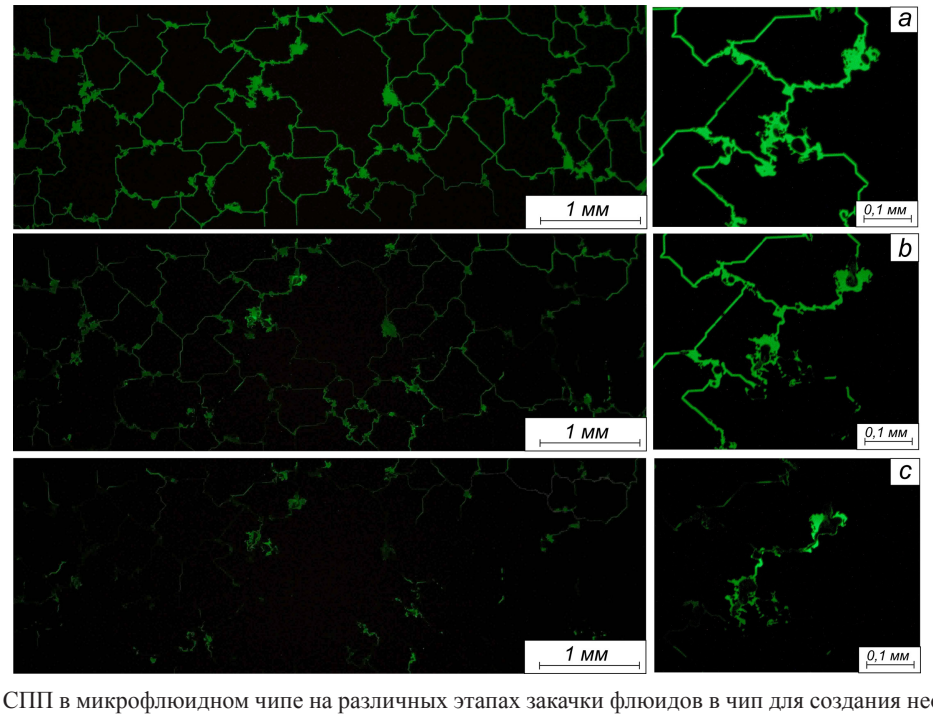


Рис. 12. Фотографии СПП в микрофлюидном чипе на различных этапах закачки флюидов в чип для создания неоднородной смачиваемости в СПП: a – заполнение пластовой водой с флюоресцентной добавкой; b – замещение воды гидрофобизатором; c – макропористость полностью заполняется кислотой, в микропорах остается пластовая вода

цифровой модели в кремниевом микрофлюидном чипе, таких как: (1) проницаемость; (2) распределение пор по размеру; (3) средний диаметр каналов; (4) извилистость каналов, (5) соотношение макро- к микропористости и (6) геометрия пор. Микропористость в данной модели воссоздается в качестве тонкой сетки (размер ячейки в сетке 0,8 мкм).

2. По предлагаемой новой методике были разработаны три искусственные модели СПП, которые практически полностью повторяют основные характеристики ФЕС по данным цифрового моделирования керна. Новая методика подходит для качественной генерации низкопроницаемых структур, моделирование которых является технически труднодостижимым.

3. Исследуемые песчаники ачимовской толщи представлены хорошо сортированными мелко-тонкозернистыми полимиктовыми аркозами. Между проницаемостью и минералогическим составом исследуемых образцов не отмечается значительной корреляции, однако образцы с незначительно большим количеством вторичного карбонатного цемента ожидаемо имеют худшие значения проницаемости. Таким образом, доказано, что связь между минералогическим составом образцов и их ФЕС не является очевидной. Вероятно, единственный параметр, который как-либо значительно повлиял на проницаемость пород – это вторичная кальцитизация.

4. Комплекс литолого-минералогических методов позволил определить, к каким минералам приурочены макро- и микропоры. Выявлено, что вся первичная структура пустотного пространства нарушена в результате позднедиагенетических процессов. Макропоры в исследуемых песчаниках образовались в основном в результате выщелачивания ПШ, а микропористость связана в большей степени со структурой глинистых минералов, которые заполняют собой межзерновое пространство.

5. Разработана методика модификации смачиваемости внутри искусственно созданной СПП в микрофлюидном чипе. Данный способ позволяет создавать неоднородную смачиваемость, принципиально характерную для низкопроницаемых песчаников газоконденсатных месторождений. Методика позволяет оставлять гидрофильными микропоры внутри СПП, тогда как макропоры становятся более гидрофобными в результате реакции кремниевой подложки микрофлюидного чипа с гидрофобизатором.

6. Проведенный комплекс исследований на настоящих образцах в будущем позволит распространить результаты фильтрационных тестов на породы со схожими минералогическими характеристиками и ФЕС.

Несмотря на все вышеописанные выводы, стоит отметить, что микрофлюидные исследования на чипах имеют ряд недостатков, связанных с тем, что методика в настоящий момент еще дорабатывается. Например, широко применяемый метод литографии не позволяет воспроизводить микропоры в чипе размером менее 0,8 мкм, что накладывает определенные ограничения при воспроизведении структуры микропор реальной горной породы.

Таким образом, впервые применен комплексный подход для воспроизведения СПП образца керна в кремниевом микрофлюидном чипе, который включал в себя: МКТ керна, литологическое описание петрографических шлифов, РФА, РСА, SEM, измерение контактного угла смачиваемости. Именно комплексный подход к решению поставленной задачи обеспечивает наиболее достоверный результат и в будущем позволит провести качественную интерпретацию проведенных фильтрационных тестов.

Благодарности

Авторы выражают большую благодарность анонимным рецензентам за ценные замечания и предложения, которые способствовали улучшению работы.

Литература

Курчиков А.Р., Бородкин В.Н., Недосекин А.С., Забоев К.О., Галинский К.А. (2013). Литологическая характеристика, коллекторские свойства и нефтегазоносность нижнемеловых отложений Нерутинской впадины и сопредельных территорий севера Западной Сибири. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, 7, с. 4–13.

Кузнецов М.А., Ишкинов С.М., Кузнецова Т.И., Фахретдинов Р.Н., Якименко Г.Х., Сидоров Р.В., Бобылев О.А. (2017). Технология ограничения притоков воды в добывающие скважины. *Нефтяное хозяйство. Разработка и эксплуатация нефтяных месторождений*, 7, с. 58–60.

Паникаровский Е.В., Паникаровский В.В., Мансурова М.М., Листак М.В. (2020). Применение многостадийного гидроразрыва пласта при разработке ачимовских отложений Уренгойского месторождения. Известия высших учебных заведений. *Нефть и газ*, 2, с. 38–48. https://doi.org/10.31660/0445-0108-2020-2-38-48.

Решение 5-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (1991). Ред.: И.И. Нестеров; зам. ред.: В.С. Бочкарев, Ю.В. Брадучан; редкол.: Н.А. Белоусова, В.И. Ильина, А.М. Казаков и др. Тюмень: ЗапСиб-НИИГНИ, 54 с.

Ромм Е.С. (1985). Структурные модели порового пространства горных пород. Ленинград: Недра, 240 с.

Ali M., Jha N. K. Al-Yaseri A., Zhang Y., Iglauer S., Sarmadivaleh M. (2021). Hydrogen wettability of quartz substrates exposed to organic acids; Implications for hydrogen geo-storage in sandstone reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 207, 109081. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109081

Amott E. (1959). Observations Relating to the Wettability of Porous Rock. *Trans*, 216, pp. 156–162. https://doi.org/10.2118/1167-G

Bartell F.E., Osterhof J.J. 1927. Determination of the Wettability of a Solid by a Liquid. *Ind. Eng. Chem*., 19(11), pp. 1277–1280.

Bera B., Mitra S.K., Vick D. (2011). Understanding the micro structure of Berea Sandstone by the simultaneous use of micro-computed tomography (micro-CT) and focused ion beam-scanning electron microscopy (FIB-SEM). *Micron*, 42(5), pp. 412–418. doi: 10.1016/j.micron.2010.12.002

Bera B., Gunda N.S.K., Mitra S.K., Vick D. (2012). Characterization of Nanometer-Scale Porosity in Reservoir Carbonate Rock by Focused Ion Beam–Scanning Electron Microscopy. *Microscopy and Microanalysis*, 18(01), pp. 171–178. doi: 10.1017/s1431927611012505

Beucher S., Lantuejoul C. (1979). Use of watersheds in contour detection. International Workshop on Image Processing, Rennes, France, pp. 2.1–2.12.

Beucher, S. (1991). The watershed transformation applied to image segmentation. *Conference on Signal and Image Processing in Microscopy and Microanalysis*, Cambridge, UK, pp. 299–314.

Beucher S., Meyer F. (1993). The morphological approach to segmentation: the watershed transformation. *Mathematical Morphology in Image Processing*, 12, pp. 433–481.

Bobek J.E., Mattax C.C., Denekas M.O. (1958). Reservoir rock wettability-its significance and evaluation. *Transactions of the AIME*, 213(1), pp. 155–160. https://doi.org/10.2118/895-G

Buchgraber M., Clemens T., Castanier L.M., Kovscek A.R. (2011). A Microvisual Study of the Displacement of Viscous Oil by Polymer Solutions. *SPE Reserv Eval Eng*., 14(03), pp. 269–280.

Dorhjie, D.B., Pereponov, D., Aminev, T., Gimazov, A., Khamidullin, D., Kuporosov, D., Tarkhov, M., Rykov, A., Filippov, I., Mukhina, E. and Shilov, E. (2024). A Microfluidic and Numerical Analysis of Non-equilibrium Phase Behavior of Gas Condensates. *Scientific Reports*, 14(1), p. 9500. https://doi.org/10.1038/s41598-024-59972-x

Gunde A.C., Bera B., Mitra S.K. (2010). Investigation of water and CO2 (carbon dioxide) flooding using micro-CT (micro-computed tomography) images of Berea sandstone core using finite element simulations. *Energy*, 35(12), pp. 5209–5216. doi:10.1016/j.energy.2010.07.045

Gunde K.N.S., Bera B., Karadimitriou N.K., Mitra S.K., Hassanizadeh S.M. (2011). Reservoir-on-a-Chip (ROC): A new paradigm in reservoir engineering. *Lab on a Chip*, 11(22), pp. 3785–3792. https://doi.org/10.1039/C1LC20556K

Iglauer S., Ali M., Keshavarz A. (2021). Hydrogen wettability of sandstone reservoirs: Implications for hydrogen geo-storage. *Geophysical Research Letters*, 48(5). https://doi.org/10.1029/2020GL090814

Johansen R.T., Dunning H.N. (1961). Relative wetting tendencies of crude oils by capillarimetric method. US Department of the Interior, *Bureau of Mines*, 5752.

Karadimitriou N.K. (2013). Two-phase flow experimental studies in micro-models. Utrecht Studies in Earth Sciences, 34 (Dissertation) 211 p.

Koh K.S., Chin J., China J., Chiang C.L. (2012). Quantitative Studies on PDMS-PDMS Interface Bonding with Piranha Solution and its Swelling Effect. Micromachines, 3, pp. 427–441. doi: 10.3390/mi3020427

Lacey M., Hollis C., Oostrom M., Shokri N. (2017). Effects of Pore and Grain Size on Water and Polymer Flooding in Micromodels. *Energy and Fuels*, 31(9), pp. 9026–9034. https://doi.org/10.1021/acs.energyfuels.7b01254

Lei W., Lu X., Liu F., Wang M. (2022). Non-monotonic wettability effects on displacement in heterogeneous porous media. *J. Fluid Mech*, (942 R5), https://doi.org/10.1017/jfm.2022.386

Li T., Li Y., Zhang F., Liang N., Yin J., Zhao H., Yang Y., Chen B., Yang L. (2023). Piranha Solution-Assisted Surface Engineering Enables Silicon Nanocrystals with Superior Wettability and Lithium Storage. *Crystals*, 13(7), 1127. https://doi.org/10.3390/cryst13071127

Lifton V.A. (2016). Microfluidics: an enabling screening technology for enhanced oil recovery (EOR). Lab on a Chip. *Royal Society of Chemistry*, pp. 1777–1796. https://doi.org/10.1039/C6LC00318D

Mittal K.L. (2004). Contact Angle, Wettability and Adhesion, 3. CRC Press., 520 p.

Mooney R.W., Keenan A.G., Wood L.A. (1952). Adsorption of water vapor by montmorillonite. II. Effect of exchangeable ions and lattice swelling as measured by X-ray diffraction. *Journal of the American Chemical Society*, 74(6), pp. 1371–1374.

Moore, T.F., Slobod R.L. (1955). Displacement of Oil by Water-Effect of Wettability, Rate, and Viscosity on Recovery. Paper presented at the Fall *Meeting of the Petroleum Branch of AIME*, New Orleans, Louisiana, October, SPE-502-G. https://doi.org/10.2118/502-G

Morris K.A., Shepperd C.M. (1982) The role of clay minerals in influencing porosity and permeability characteristics in the Bridport Sands of Wytch Farm, Dorset. *Clay Minerals*, 17(1), pp. 41–54. https://doi.org/10.1180/claymin.1982.017.1.05

Mungan N. (1972). Relative permeability measurements using reservoir fluids. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 12(5), pp. 398–402. https://doi.org/10.2118/3427-PA

Nelson P.H. (2009). Pore-throat sizes in sandstones, tight sandstones, and shales. *AAPG Bull*, 93, pp. 329–340. https://doi.org/10.1306/10240808059

Pereponov D., Tarkhov M., Dorhjie D.B., Rykov A., Filippov I., Zenova E., Krutko V., Cheremisin A., Shilov E. (2023). Microfluidic Studies on Minimum Miscibility Pressure for n-Decane and CO2. *Energies*, 16, 4994. https://doi.org/10.3390/en16134994

Pradhan S., Shaik I., Lagraauw R., Bikkina P. (2019). A semi-experimental procedure for the estimation of permeability of microfluidic pore network. MethodoX, 6, pp. 706–713. https://doi.org/10.1016/j.mex.2019.03.025

Rushing J. A., Newsham K. E., Blasingame T. A. (2008). Rock typing—Keys to understanding productivity in tight gas sands. *SPE Unconventional Resources Conference*. Gas Technology Symposium, 114164. SPE-114164-MS. https://doi.org/10.2118/114164-MS

Salathiel R. (1973). A. Oil recovery by surface film drainage in mixed-wettability rocks. *Journal of petroleum technology*, 25(10), pp. 1216–1224. https://doi.org/10.2118/4104-PA

Scerbacova A., Pereponov D., Tarkhov, M., Kazaku, V., Rykov A., Filippov I., Zenova E., Krutko V., Cheremisin A., Evgeny S. (2023). Visualization of Surfactant Flooding in Tight Reservoir Using Microfluidics. *Paper presented at the SPE - Europe Energy Conference featured at the 84th EAGE Annual Conference & Exhibition*, Vienna, Austria. https://doi.org/10.2118/214419-MS

Scherer M. (1987). Parameters Influencing Porosity in Sandstones: A Model for Sandstone Porosity Prediction. *AAPG bulletin*, 71(5), pp. 485–491. https://doi.org/10.1306/94886ED9-1704-11D7-8645000102C1865D

Slobod R.L., Blum H.A. (1952). Method for Determining Wettability of Reservoir Rocks. *J Pet Technol*, 4 (1952), pp. 1–4. doi: https://doi.org/10.2118/137-G

Strassner J. E. (1968). Effect of pH on interfacial films and stability of crude oil-water emulsions. *Journal of Petroleum Technology*, 20(3), pp. 303–312. https://doi.org/10.2118/1939-PA

Xi K., Cao Y.C., Jahren J., Zhu R.K., Bjorlykke K., Haile B.G., Zheng L.J., Hellevang H. (2015). Diagenesis and reservoir quality of the lower cretaceous quantou formation tight sandstones in the southern Songliao Basin, China. *Sedimentary Geology*, 330, pp. 90–107. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.10.007

Zahiri B., Sow P. K., Kung C.H., Merida W. (2017). Active Control over the Wettability from Superhydrophobic to Superhydrophilic by Electrochemically Altering the Oxidation State in a Low Voltage Range. *Advanced Materials Interfaces*, 1700121. https://doi.org/10.1002/admi.201700121

Сведения об авторах

Маргарита Рубеновна Латыпова – кандидат геол.-минерал. наук, научный сотрудник, ООО «ЛАБАДВАНС»; инженер I категории кафедры региональной геологии и истории Земли геологического факультета, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Россия, 121205, Москва, Инновационный центр «Сколково», Сикорского д. 11

Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские Горы, д. 1

e-mail: latypova@labadvance.net

Дмитрий Ильич Перепонов – аспирант центра науки и технологий добычи углеводородов, Сколковский институт науки и технологий; научный сотрудник, ООО «ЛАБАДВАНС»

Россия, 121205, Москва, Инновационный центр «Сколково», Большой бульвар, д. 30, стр. 1

e-mail: dmitrii.pereponov@skoltech.ru

Виталий Вячеславович Казаку – аспирант центра науки и технологий добычи углеводородов, Сколковский институт науки и технологий; научный сотрудник, ООО «ЛАБАДВАНС»

Россия, 121205, Москва, Инновационный центр «Сколково», Большой бульвар, д. 30, стр.1

e-mail: kazaku@labadvance.net

Александра Щербакова – кандидат тех. наук, постдок-исследователь в лаборатории устойчивых и прочных материалов, центр интегративных нефтяных исследований, колледж нефтяного машиностроения и геонаук, Университет нефти и минералов им. короля Фахда

Саудовская Аравия, 31261, Дахран

e-mail: alexandra.scerbacova@kfupm.edu.sa

Игорь Геннадьевич Марясев – руководитель сектора геологических исследований, ООО «Системы для микроскопии и анализа»

Россия, 121353, Москва, Сколковское шоссе, д. 45, офис 20 (корпус “Урал”)

e-mail: maryasev@microscop.ru

Роман Анатольевич Мухин – научный сотрудник, ООО «Системы для микроскопии и анализа»

Россия, 121353, Москва, Сколковское шоссе, д. 45, офис 20 (корпус “Урал”)

e-mail: mukhin@microscop.ru

Евгений Дмитриевич Шилов – научный сотрудник центра науки и технологий добычи углеводородов, Сколковский институт науки и технологий; технический директор, ООО «ЛАБАДВАНС»

Россия, 121205, Москва, Инновационный центр «Сколково», Большой бульвар, д. 30, стр. 1

e-mail: shilov@labadvance.net

Алексей Николаевич Черемисин – кандидат тех. наук, профессор, заместитель директора по экспериментальным исследованиям центра науки и технологий добычи углеводородов, Сколковский институт науки и технологий; генеральный директор, ООО «ЛАБАДВАНС»
Россия, 121205, Москва, Инновационный центр «Сколково», Большой бульвар, д. 30, стр. 1
Россия, 121205, Москва, Инновационный центр Сколково, ул. Сикорского, д. 11
e-mail: cheremisin@labadvance.net

Владимир Леонидович Косоруков – старший преподаватель кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские Горы, д. 1
e-mail: kosorukov-vladimir@rambler.ru

Валерия Вадимовна Чуркина – ведущий инженер кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские Горы, д. 1
e-mail: Lera.keily@gmail.com

Михаил Александрович Тархов – кандидат физ.-мат. наук, начальник научно-исследовательской лаборатории квантовых технологий, Институт нанотехнологий микроэлектроники РАН
Россия, 119334, Москва, Ленинский проспект, д. 32А
e-mail: tmafuz@mail.ru

Владимир Анатольевич Штинов – начальник отдела гидродинамического моделирования, ООО «РН-БашНИПИнефть»
Россия, 450006, Уфа, ул. Ленина, д. 86, к. 1
e-mail: ShtinovVA@bnipi.rosneft.ru

Тимур Эдуардович Нигматуллин – начальник отдела технологий текущего и капитального ремонта скважин, ООО «РН-БашНИПИнефть»
Россия, 450006, Уфа, ул. Ленина, д. 86, к. 1
e-mail: NigmatullinTE@bnipi.rosneft.ru

Эдуард Сафаргалиевич Батыршин – заведующий лабораторией инновационных исследований, ООО «РН-БашНИПИнефть»
Россия, 450006, Уфа, ул. Ленина, д. 86, к. 1
e-mail: BatyrshinES@bnipi.rosneft.ru

Игорь Витальевич Самсонов – начальник отдела специальных исследований, управление разработки месторождений, АО «РОСПАН ИНТЕРНЕШНЛ»
Россия, 117997, Москва, Софийская набережная, д. 26/1
e-mail: IV_Samsonov2@rspn.rosneft.ru

Статья поступила в редакцию 02.08.2024;
Принята к публикации 30.01.2025;
Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Repetition of the Void Space Structure of Achimov Sandstones of the East Urengoyskoye Field in Artificially Created Geometry of a Silicon Microfluidic Chip

M.R. Latypova[1,2], D.I. Pereponov[1,3], V.V. Kazaku[1,3], A. Scerbacova[4], I.G. Maryasev[5], R.A. Mukhin[5], E.D. Shilov[1,3], A.N. Cheremisin[1,3], V.L. Kosorukov[2], V.V. Churkina[2], M.A. Tarkhov[6], V.A. Shtinov[7], T.E. Nigmatullin[7], E.S. Batyrshin[7], I.V. Samsonov[8]*

[1]*LABADVANCE LLC, Moscow, Russian Federation*
[2]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*
[3]*Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow, Russian Federation*
[4]*King Fahd University of Petroleum and Minerals, Dhahran, Saudi Arabia*
[5]*Systems for Microscopy and Analysis LLC, Moscow, Russian Federation*
[6]*Institute of Nanotechnology of Microelectronics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[7]*RN-BashNIPIneft LLC, Ufa, Russian Federation*
[8]*ROSPAN INTERNATIONAL JSC, Novyy Urengoy, Russian Federation*
[*]*Corresponding author: Margarita R. Latypova, e-mail: latypova@labadvance.net*

Abstract. In this work, a unique technique for replicating the void structure of a low-permeability reservoir in a silicon microfluidic chip has been developed. This technique is qualitatively superior to all previous ones and provides full repeatability of key parameters of the void structure (permeability; pore size distribution; average channel diameter; channel tortuosity, macro- to microporosity ratio) from digital core data. Moreover, the developed technique allows to exactly copy the pore geometry of the core sample from micro-CT images and recreate it inside the microfluidic chip. Using this technique, three artificial void space structures were developed for three samples of Achimov sandstones with different permeability (0.38; 2.04 and 9.86 mD).

The mineralogical composition of the prototype samples was determined by a set of lithological and mineralogical studies and a positive correlation between the intensity of carbonate cementation and the decrease in permeability was revealed. Most of the macropores in the studied sandstones

are associated with leaching of feldspars, and micropores are confined mainly to clay minerals. The conducted set of studies on the present samples will make it possible to extend the results of future filtration tests to rocks with similar mineralogical characteristics and filtration-capacitance properties.

A qualitatively new method of creating inhomogeneous wettability of artificially created void space structure inside the microfluidic chip was developed. This technique consists in a smooth displacement of formation water from the microchip structure by a hydrophobic agent, which modifies wettability on the surface of macropores and channels, but does not enter the micropore structure due to residual water, which is held inside the microporous structures by capillary forces.

Thus, this work is the first to apply a comprehensive multidisciplinary approach to replicate the core void structure within a microfluidic chip. In the future, this technique will be improved so that the results of filtration tests on microfluidic chips will even more reliably reflect fluid movement within the reservoir.

Keywords: microfluidic chip, tight-gas reservoir, Achimov formation, filtration-capacity properties, artificially created void space structure, digital core, lithological and mineralogical complex of studies, inhomogeneous wettability, wettability modification

Acknowledgements

The authors are very grateful to the anonymous reviewers for their valuable comments and suggestions that contributed to the improvement of the paper.

Recommended citation: Latypova M.R., Pereponov D.I., Kazaku V.V., Scerbacova A., Maryasev I.G., Mukhin R.A., Shilov E.D., Cheremisin A.N., Kosorukov V.L., Tarkhov M.A., Shtinov V.A., Nigmatullin T.E., Batyrshin E.S., Samsonov I.V. (2025). Repetition of the Void Space Structure of Achimov Sandstones of the East Urengoyskoye Field in Artificially Created Geometry of a Silicon Microfluidic Chip. *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 63–80. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.2

References

Ali M., Jha N. K. Al-Yaseri A., Zhang Y., Iglauer S., Sarmadivaleh M. (2021). Hydrogen wettability of quartz substrates exposed to organic acids; Implications for hydrogen geo-storage in sandstone reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 207, 109081. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109081

Amott E. (1959). Observations Relating to the Wettability of Porous Rock. *Trans*, 216, pp. 156–162. https://doi.org/10.2118/1167-G

Bartell F.E., Osterhof J.J. 1927. Determination of the Wettability of a Solid by a Liquid. *Ind. Eng. Chem*., 19(11), pp. 1277–1280.

Bera B., Mitra S.K., Vick D. (2011). Understanding the micro structure of Berea Sandstone by the simultaneous use of micro-computed tomography (micro-CT) and focused ion beam-scanning electron microscopy (FIB-SEM). *Micron*, 42(5), pp. 412–418. doi: 10.1016/j.micron.2010.12.002

Bera B., Gunda N.S.K., Mitra S.K., Vick D. (2012). Characterization of Nanometer-Scale Porosity in Reservoir Carbonate Rock by Focused Ion Beam–Scanning Electron Microscopy. *Microscopy and Microanalysis*, 18(01), pp. 171–178. doi: 10.1017/s1431927611012505

Beucher S., Lantuejoul C. (1979). Use of watersheds in contour detection. International Workshop on Image Processing, Rennes, France, pp. 2.1–2.12.

Beucher, S. (1991). The watershed transformation applied to image segmentation. *Conference on Signal and Image Processing in Microscopy and Microanalysis*, Cambridge, UK, pp. 299–314.

Beucher S., Meyer F. (1993). The morphological approach to segmentation: the watershed transformation. *Mathematical Morphology in Image Processing*, 12, pp. 433–481.

Bobek J.E., Mattax C.C., Denekas M.O. (1958). Reservoir rock wettability-its significance and evaluation. *Transactions of the AIME*, 213(1), pp. 155–160. https://doi.org/10.2118/895-G

Buchgraber M., Clemens T., Castanier L.M., Kovscek A.R. (2011). A Microvisual Study of the Displacement of Viscous Oil by Polymer Solutions. *SPE Reserv Eval Eng*., 14(03), pp. 269–280.

Decision of the 5th Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on Mesozoic Deposits of the West Siberian Plain (1991). Editor: I.I. Nesterov; deputy editors: V.S. Bochkarev, Y.V. Braduchan; editors: N.A. Belousova, V.I. Ilyina, A.M. Kazakov et al. Tyumen: ZapSib-NIIGNI, 54 p. (In Russ.)

Dorhjie, D.B., Pereponov, D., Aminev, T., Gimazov, A., Khamidullin, D., Kuporosov, D., Tarkhov, M., Rykov, A., Filippov, I., Mukhina, E. and Shilov, E. (2024). A Microfluidic and Numerical Analysis of Non-equilibrium Phase Behavior of Gas Condensates. *Scientific Reports*, 14(1), p. 9500. https://doi.org/10.1038/s41598-024-59972-x

Gunde A.C., Bera B., Mitra S.K. (2010). Investigation of water and CO2 (carbon dioxide) flooding using micro-CT (micro-computed tomography) images of Berea sandstone core using finite element simulations. *Energy*, 35(12), pp. 5209–5216. doi:10.1016/j.energy.2010.07.045

Gunde K.N.S., Bera B., Karadimitriou N.K., Mitra S.K., Hassanizadeh S.M. (2011). Reservoir-on-a-Chip (ROC): A new paradigm in reservoir engineering. *Lab on a Chip*, 11(22), pp. 3785–3792. https://doi.org/10.1039/C1LC20556K

Iglauer S., Ali M., Keshavarz A. (2021). Hydrogen wettability of sandstone reservoirs: Implications for hydrogen geo-storage. *Geophysical Research Letters*, 48(5). https://doi.org/10.1029/2020GL090814

Johansen R.T., Dunning H.N. (1961). Relative wetting tendencies of crude oils by capillarimetric method. US Department of the Interior, *Bureau of Mines*, 5752.

Karadimitriou N.K. (2013). Two-phase flow experimental studies in micro-models. Utrecht Studies in Earth Sciences, 34 (Dissertation) 211 p.

Koh K.S., Chin J., China J., Chiang C.L. (2012). Quantitative Studies on PDMS-PDMS Interface Bonding with Piranha Solution and its Swelling Effect. Micromachines, 3, pp. 427–441. doi: 10.3390/mi3020427

Kurchikov A.R., Borodkin V.N., Nedosekin A.S., Zaboev K.O., Galinsky K.A. (2013). Lithological characteristics, reservoir properties and oil and gas bearing capacity of Lower Cretaceous sediments of the Nerutinskaya Depression and adjacent territories in the north of Western Siberia. *Geology, Geophysics and Development of Oil and Gas Fields*, 7, pp. 4–13. (In Russ.)

Kuznetsov, M.A., Ishkinov, S.M., Kuznetsova, T.I., Fakhretdinov, R.N., Yakimenko, G.H., Sidorov, R.V., Bobylev, O.A. (2017). Technology of limiting water inflows into producing wells. *Petroleum Engineering. Development and exploitation of oil fields*, 7, pp. 58–60. (In Russ.)

Lacey M., Hollis C., Oostrom M., Shokri N. (2017). Effects of Pore and Grain Size on Water and Polymer Flooding in Micromodels. *Energy and Fuels*, 31(9), pp. 9026–9034. https://doi.org/10.1021/acs.energyfuels.7b01254

Lei W., Lu X., Liu F., Wang M. (2022). Non-monotonic wettability effects on displacement in heterogeneous porous media. *J. Fluid Mech*, (942 R5), https://doi.org/10.1017/jfm.2022.386

Li T., Li Y., Zhang F., Liang N., Yin J., Zhao H., Yang Y., Chen B., Yang L. (2023). Piranha Solution-Assisted Surface Engineering Enables Silicon Nanocrystals with Superior Wettability and Lithium Storage. *Crystals*, 13(7), 1127. https://doi.org/10.3390/cryst13071127

Lifton V.A. (2016). Microfluidics: an enabling screening technology for enhanced oil recovery (EOR). Lab on a Chip. *Royal Society of Chemistry*, pp. 1777–1796. https://doi.org/10.1039/C6LC00318D

Mittal K.L. (2004). Contact Angle, Wettability and Adhesion, 3. CRC Press., 520 p.

Mooney R.W., Keenan A.G., Wood L.A. (1952). Adsorption of water vapor by montmorillonite. II. Effect of exchangeable ions and lattice swelling as measured by X-ray diffraction. *Journal of the American Chemical Society*, 74(6), pp. 1371–1374.

Moore, T.F., Slobod R.L. (1955). Displacement of Oil by Water-Effect of Wettability, Rate, and Viscosity on Recovery. Paper presented at the Fall *Meeting of the Petroleum Branch of AIME*, New Orleans, Louisiana, October, SPE-502-G. https://doi.org/10.2118/502-G

Morris K.A., Shepperd C.M. (1982) The role of clay minerals in influencing porosity and permeability characteristics in the Bridport Sands of Wytch Farm, Dorset. *Clay Minerals*, 17(1), pp. 41–54. https://doi.org/10.1180/claymin.1982.017.1.05

Mungan N. (1972). Relative permeability measurements using reservoir fluids. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 12(5), pp. 398–402. https://doi.org/10.2118/3427-PA

Nelson P.H. (2009). Pore-throat sizes in sandstones, tight sandstones, and shales. *AAPG Bull*, 93, pp. 329–340. https://doi.org/10.1306/10240808059

Panikarovsky E.V., Panikarovsky V.V., Mansurova M.M., Listak M.V. (2020). Application of multistage hydraulic fracturing in the development of Achimov deposits of the Urengoyskoye field. *Oil and Gas Studies*, 2, pp. 38–48. (In Russ.) https://doi.org/10.31660/0445-0108-2020-2-38-48

Pereponov D., Tarkhov M., Dorhjie D.B., Rykov A., Filippov I., Zenova E., Krutko V., Cheremisin A., Shilov E. (2023). Microfluidic Studies on Minimum Miscibility Pressure for n-Decane and CO2. *Energies*, 16, 4994. https://doi.org/10.3390/en16134994

Pradhan S., Shaik I., Lagraauw R., Bikkina P. (2019). A semi-experimental procedure for the estimation of permeability of microfluidic pore network. MethodoX, 6, pp. 706–713. https://doi.org/10.1016/j.mex.2019.03.025

Romm E.S. (1985). Structural models of rock pore space. Leningrad: Nedra, 240 p. (In Russ.)

Rushing J. A., Newsham K. E., Blasingame T. A. (2008). Rock typing—Keys to understanding productivity in tight gas sands. *SPE Unconventional Resources Conference*. Gas Technology Symposium, 114164. SPE-114164-MS. https://doi.org/10.2118/114164-MS

Salathiel R. (1973). A. Oil recovery by surface film drainage in mixed-wettability rocks. *Journal of petroleum technology*, 25(10), pp. 1216–1224. https://doi.org/10.2118/4104-PA

Scerbacova A., Pereponov D., Tarkhov, M., Kazaku, V., Rykov A., Filippov I., Zenova E., Krutko V., Cheremisin A., Evgeny S. (2023). Visualization of Surfactant Flooding in Tight Reservoir Using Microfluidics. *Paper presented at the SPE - Europe Energy Conference featured at the 84th EAGE Annual Conference & Exhibition*, Vienna, Austria. https://doi.org/10.2118/214419-MS

Scherer M. (1987). Parameters Influencing Porosity in Sandstones: A Model for Sandstone Porosity Prediction. *AAPG bulletin*, 71(5), pp. 485–491. https://doi.org/10.1306/94886ED9-1704-11D7-8645000102C1865D

Slobod R.L., Blum H.A. (1952). Method for Determining Wettability of Reservoir Rocks. *J Pet Technol*, 4 (1952), pp. 1–4. doi: https://doi.org/10.2118/137-G

Strassner J. E. (1968). Effect of pH on interfacial films and stability of crude oil-water emulsions. *Journal of Petroleum Technology*, 20(3), pp. 303–312. https://doi.org/10.2118/1939-PA

Xi K., Cao Y.C., Jahren J., Zhu R.K., Bjorlykke K., Haile B.G., Zheng L.J., Hellevang H. (2015). Diagenesis and reservoir quality of the lower cretaceous quantou formation tight sandstones in the southern Songliao Basin, China. *Sedimentary Geology*, 330, pp. 90–107. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.10.007

Zahiri B., Sow P. K., Kung C.H., Merida W. (2017). Active Control over the Wettability from Superhydrophobic to Superhydrophilic by Electrochemically Altering the Oxidation State in a Low Voltage Range. *Advanced Materials Interfaces*, 1700121. https://doi.org/10.1002/admi.201700121

About the Authors

Margarita R. Latypova – PhD (Geology and Mineralogy), LABADVANCE LLC; postgraduate student, engineer of the I category of the Department of Regional Geology and Earth History, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University

11 Sikorsky st., Skolkovo Innovation Centre, Moscow, 121205, Russian Federation

1 Leninskie Gory, Moscow, 119234, Russian Federation

e-mail: latypova@labadvance.net

Dmitrii I. Pereponov – Postgraduate student, Skolkovo Institute of Science and Technology; Research scientist, LABADVANCE LLC

Build. 1, 30 Bolshoi Boulevard, Skolkovo Innovation Centre, Moscow, 121205, Russian Federation

e-mail: dmitrii.pereponov@skoltech.ru

Vitaly V. Kazaku – Postgraduate student, Skolkovo Institute of Science and Technology; Research scientist, LABADVANCE LLC

Build. 1, 30 Bolshoi Boulevard, Skolkovo Innovation Centre, Moscow, 121205, Russian Federation

e-mail: kazaku@labadvance.net

Alexandra Scerbacova – PhD (Technical Sciences), Postdoc researcher at Sustainable and Resilient Materials Lab, Center for Integrative Petroleum Research, College of Petroleum Engineering & Geosciences, King Fahd University of Petroleum and Minerals

Saudi Arabia, 31261, Dhahran

e-mail: alexandra.scerbacova@kfupm.edu.sa

Igor G. Maryasev – Head of the geological research sector, Systems for Microscopy and Analysis LLC

Office 45, 20 Skolkovskoe shosse, Moscow, 121353, Russian Federation

e-mail: maryasev@microscop.ru

Roman A. Mukhin – Research scientist, Systems for Microscopy and Analysis LLC

Office 45, 20 Skolkovskoe shosse, Moscow, 121353, Russian Federation

e-mail: mukhin@microscop.ru

Evgeny D. Shilov – Research assistant, Skolkovo Institute of Science and Technology; Technical Director, LABADVANCE LLC

Build. 1, 30 Bolshoi Boulevard, Skolkovo Innovation Centre, Moscow, 121205, Russian Federation

e-mail: shilov@labadvance.net

Alexey N. Cheremisin – PhD (Technical Sciences), Professor, Deputy Director for Experimental Research of the Centre for Oil and Gas Science and Engineering (Skoltech Petroleum), General Director, LABADVANCE LLC

Build. 1, 30 Bolshoi Boulevard, Skolkovo Innovation Centre, Moscow, 121205, Russian Federation

e-mail: cheremisin@labadvance.net

Vladimir L. Kosorukov – Senior Lecturer of the Department of Oil and Gas Sedimentology and Marine Geology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University

1 Leninskie Gory, Moscow, 119234, Russian Federation

e-mail: kosorukov-vladimir@rambler.ru

Valeria V. Churkina – Leading engineer of the Department of Geology and Geochemistry of Combustible Fossils, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University

1 Leninskie Gory, Moscow, 119234, Russian Federation

e-mail: Lera.keily@gmail.com

Mikhail A. Tarkhov – PhD (Physical and Mathematical Sciences), Head of the Research Laboratory of Quantum Technologies (RLQ), Institute of Nanotechnologies of Microelectronics of the Russian Academy of Sciences

32A Leninsky ave., Moscow, 119334, Russian Federation

e-mail: tmafuz@mail.ru

Vladimir A. Shtinov – Head of Hydrodynamic Modelling Department, RN-BashNIPIneft LLC
Build. 1, 86 Lenina st., Ufa, 450006, Russian Federation
e-mail: ShtinovVA@bnipi.rosneft.ru

Timur E. Nigmatullin – Head of Well Workover Technologies Department, RN-BashNIPIneft LLC
Build. 1, 86 Lenina st., Ufa, 450006, Russian Federation
e-mail: NigmatullinTE@bnipi.rosneft.ru

Eduard S. Batyrshin – Head of Innovative Research Laboratory, RN-BashNIPIneft LLC
Build. 1, 86 Lenina st., Ufa, 450006, Russian Federation
e-mail: BatyrshinES@bnipi.rosneft.ru

Igor V. Samsonov – Head of Special Research Department, Field Development Department, ROSPAN INTERNATIONAL JSC
26/1 Sofiyskaya emb., Moscow, 117997, Russian Federation
e-mail: IV_Samsonov2@rspn.rosneft.ru

Manuscript received 2 August 2024;
Accepted 30 January 2025; Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georс.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.1

УДК 551.734+552.514 (234.853)

Мансуровская толща Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: стратиграфия, состав отложений и условия их формирования

А.М. Фазлиахметов[1,2], О.Ю. Мельничук[3], В.Ф. Юлдашбаева[1]*

[1]Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, Россия

[2]ООО НПЦ «Геостра», Уфа, Россия

[3]Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия

Объектом исследования является мансуровская толща ((?)силур–нижний девон) Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала, обнажающаяся в районе одноименной деревни.

Цель. Уточнение стратиграфии мансуровской толщи, детализация состава и генезиса слагающих её лито- и вулканокластических граувакк.

Материалы и методы. Геохимический и петрографический состав отложений нижнего и среднего девона севера Западно-Магнитогорской зоны изучен по 122 пробам методами ИСП-МС и рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Из них 50 проб – граувакки мансуровской толщи. Состав петрофонда и условия формирования граувакк изучены на основе петрографического описания и анализа соотношения малых и петрогенных элементов. Особенности стратиграфии рассмотрены на основе опубликованных и фондовых биостратиграфических данных и сравнительного анализа геохимического состава граувакк.

Результаты. Накопленные к сегодняшнему дню палеонтологические данные недостаточны для уверенного датирования мансуровской толщи. Возраст её условно принимается силур–ранний девон. Соотношения малых элементов в граувакках свидетельствуют о преобладании в источнике сноса вулканогенных пород среднего и основного состава, имевших геохимические характеристики, свойственные образованиям энсиматических островных дуг. В обломочном материале преобладают зерна плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов, кристаллокластика пироксенов и плагиоклазов. Подчиненное значение имеют зерна кислых вулканитов, известняков, кремней и кремнисто-глинистых пород, микрокварцитов. Граувакки мансуровской толщи имеют выдержанный состав и заметно отличаются по соотношению ряда элементов от тефрогенных пород ирендыкской свиты, ускульской толщи и граувакк некоторых разрезов ильтибановской толщи.

Выводы. Мансуровская толща является самостоятельным стратиграфическим подразделением и не может быть объединена с ирендыкской свитой. Требуется детальное уточнение возраста мансуровской толщи. Лишь после этого она может быть использована как эталон для сопоставления и увязки тектонически разобщенных блоков нижнедевонских и (?)силурийских отложений.

Ключевые слова: граувакки, вулканокластические отложения, турбидиты, силур, нижний девон, Магнитогорская мегазона, Южный Урал

Для цитирования: Фазлиахметов А.М., Мельничук О.Ю., Юлдашбаева В.Ф. (2025). Мансуровская толща Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: стратиграфия, состав отложений и условия их формирования. *Георесурсы,* 27(1), с. 81–100. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.1

Введение

Мансуровская толща выделена В.А. Масловым и О.В. Артюшковой в 1990 году (Стратиграфия и корреляция…, 1993; Субрегиональная стратиграфическая схема…, 1993) в районе д. Мансурово на севере Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) Южного Урала. Сложена она лито- и вулканокластическими отложениями различного гранулометрического состава и кремнисто-глинистыми породами общей мощностью около 1000 м. Предполагался раннедевонский возраст толщи, при этом допускалось наличие в ней силурийских отложений.

Долгое время мансуровская толща являлась предметом дискуссий. Обсуждалось положение её границ, положение границы силура и девона, целесообразность выделения мансуровской толщи как самостоятельного стратиграфического подразделения, её соотношение с вышележащими

* Ответственный автор: Александр Маратович Фазлиахметов
e-mail: fambr@mail.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

вулканогенными образованиями, условия формирования отложений и т.д. Многие вопросы в настоящее время по-прежнему остаются без ответа.

К нижнему девону, помимо мансуровской толщи, на севере ЗМЗ относятся баймак-бурибайская свита, ильтибановская и ускульская толщи. Разрезы их фрагментарные, тектонически разобщенные, отложения разнородные по составу и недостаточно охарактеризованы палеонтологически. Эти особенности вызывают неоднозначность в корреляции разрезов, существенные затруднения в выстраивании их в единую латеральную и стратиграфическую последовательность и, соответственно, ограничивают детальность реконструкции истории геологического развития территории. Стратотипический разрез мансуровской толщи является в данном случае исключительным, поскольку он сравнительно мало нарушен тектонически и, учитывая комплекс данных, включает в себя не только нижнедевонские, но и, вероятно, силурийские отложения. Таким образом, из всех разрезов нижнего девона и силура севера ЗМЗ стратотипический разрез мансуровской толщи представляется наиболее полным.

Важно отметить и то, что при дефиците фаунистических данных и низкой результативности попыток их преумножить, возможным основанием для увязки разрозненных фрагментарных разрезов нижнего девона и силура является вещественный состав вулканокластических граувакк. Но реализация данного подхода требует привлечения эталонного разреза, на основании изучения которого можно было бы прийти к обобщенной модели корреляции нижнедевонских отложений. Стратотипический разрез мансуровской толщи является одним из немногих, который может претендовать на статус эталона.

В связи с этим был собран и проанализирован фактический материал, накопленный И.С. Анисимовым, О.В. Артюшковой, А.А. Беловой, Т.Н. Корень, В.А. Масловым, О.А. Нестояновой, В.А. Олли, А.В. Рязанцевым, Б.М. Садристамовым, Е.В. Чибриковой и другими исследователями, проведены экспедиционные работы, изучен петрографический и геохимический состав граувакк мансуровской толщи.

Отметим также, что в опубликованных и фондовых работах нет однозначной формулировки того, что считать мансуровской толщей. В данной статье под ней понимается последовательность лито- и вулканокластических граувакк, псефитолитов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород, залегающих между охарактеризованными конодонтами отложениями ордовика и эйфельскими вулканогенными образованиями ирендыкской свиты.

Материал и методы исследований

Фактический материал, положенный в основу настоящей статьи (описание разрезов, образцы горных пород и др.), был получен в ходе полевых сезонов 2012, 2013, 2015 и 2023 гг.

Петрографические исследования выполнены по 82 шлифам на петрографическом микроскопе Amplival Carl Zeiss Yena (Германия). Содержание зерен разного состава в песчаниках определялось в процентах от площади шлифа по трафаретам (Швецов, 1948). Более детальный подсчет зерен не проводился в связи с интенсивными вторичными преобразованиями граувакк, не позволяющими получить статистически обоснованные результаты.

Необходимо отметить, что при описании формы частиц термин «окатанность» не применялся. Обусловлено это тем, что сглаженный характер сечений обретается кристаллокластами и зернами вулканитов не только при механическом воздействии на них при транспортировке, но и в результате иных процессов. Например, вершины кристаллов кварца нередко сохраняют оплавленный интрателлурический облик (Хворова, 1980), а фрагментам вулканитов часто свойственна округлая форма, обусловленная жидким состоянием лавы в момент эксплозии или подводного излияния (Лучицкий, 1971; Малеев, 1980).

Определение содержания петрогенных оксидов, Cr, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, Pb выполнено по 50 пробам из стратотипа мансуровской толщи и по 23 пробам из отложений ирендыкской свиты близлежащих разрезов рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре X-Calibur в Институте геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа), аналитик В.Ф. Юлдашбаева. Концентрации редкоземельных и прочих малых элементов установлены по 50 образцам граувакк. Из них 22 относятся к мансуровской, 17 – к ильтибановской и 9 – к ускульской толщам. Помимо этого, определение содержаний малых элементов выполнено в двух пробах, отобранных из порфиритов ирендыкской свиты, перекрывающих мансуровскую толщу в стратотипе. Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии Уральского отделения РАН (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) методом ИСП-МС на масс-спектрометре NexION 300S с разложением проб посредством автоклава с применением СВЧ, аналитики Игошева В.С., Киселева Д.В.

Минимальные, максимальные и средние содержания главных и малых элементов в грауваккках мансуровской толщи представлены в табл. 1 и 2.

Методические особенности и примеры интерпретации геохимического состава обломочных пород приведены в многочисленных публикациях (например, Маслов, 2005; Маслов и др., 2003; Юдович, Кетрис, 2000; 2011). По этой причине в настоящей работе они изложены кратко.

Изначально, с целью увязки хемотипа изучаемых пород с их петротипом, были построены классификационные диаграммы Ф. Петтиджона (Петтиджон и др., 1976), М. Херрона (Herron, 1988), А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой (Коссовская, Тучкова, 1988), О.Ю. Мельничука (Мельничук, 2018), Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (Юдович, Кетрис, 2000). На следующем этапе был уточнён состав петрофонда. Согласно представлениям (Юдович, Кетрис, 2000), породы, характеризующиеся преобладанием в источнике сноса вулканитов, отличаются положительной корреляцией ТМ, ЖМ и ФМ, а также негативной корреляцией ФМ и показателей щелочности (описание модулей в табл. 1). Кислые разности характеризуются пониженными содержаниями MgO, величин ТМ, ЖМ и ФМ, тогда как базальтоиды – повышенными. Обломочным литогенным разностям свойственна негативная корреляция ТМ и ГМ.

Разделение обломочных пород на типы first и second cycle, т.е. на петро- и литогенные разности в понимании

Показатель	Минимальные	Максимальные	Средние
SiO_2	46.4	62.2	55.2
TiO_2	0.54	0.77	0.64
Al_2O_3	15.1	18.7	16.6
Fe_2O_3*	5.0	8.9	7.9
MnO	0.10	0.27	0.15
MgO	2.2	4.1	3.2
CaO	2.3	12.5	7.0
Na_2O	1.8	5.3	3.0
K_2O	0.5	3.2	1.5
P_2O_5	0.04	0.23	0.14
П.п.п.	2.9	9.6	4.7
ГМ	0.36	0.54	0.46
ТМ	0.03	0.05	0.04
АМ	0.25	0.37	0.30
ЖМ	0.33	0.54	0.47
НКМ	0.21	0.35	0.27
ОЩ	3.50	6.16	4.44
ЩМ	0.56	6.91	2.60
ФМ	0.13	0.25	0.20

Табл. 1. Минимальные, максимальные и средние содержания петрогенных оксидов в масс. % и значения некоторых индикаторных отношений в граувакках мансуровской толщи по данным РФА (n = 47). Fe_2O_3* = (Fe_2O_3 + FeO_2), П.п.п. – потери при прокаливании, гидролизатный модуль ГМ = (Al_2O_3+TiO_2+FeO+Fe_2O_3+MnO)/SiO_2, алюминиевый модуль АМ = Al_2O_3/SiO_2, титановый модуль ТМ = TiO_2/Al_2O_3, фемический модуль ФМ = (Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO)/SiO_2, железный модуль ЖМ = (FeO+Fe_2O_3+MnO)/(TiO_2+Al_2O_3), модуль нормированной щелочности НКМ = (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3, щелочной модуль ЩМ = Na_2O/K_2O, общая щелочность ОЩ = Na_2O+K_2O (Юдович, Кетрис, 2000).

Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (Юдович, Кетрис, 2000), осуществлено посредством диаграммы Zr/Sc–Th/Sc (McLennan et al., 1993) и факторных диаграмм F1–F2 и F3–F4[1] Б. Розера и Р. Корша (Roser, Korsch, 1988). Последние две диаграммы, а также диаграммы Nb/Y–Zr/TiO_2 (Winchester, Floyd, 1977), La/Sc–Th/Co (Cullers, 2002), La/Sc–Yb/Th (Langmiur et al., 1978), Cr/Th–Th/Sc (Condie, Wronkiewicz, 1990), Hf–La/Th (Floyd, Leverige, 1987), V–Ni–Th×10 (Bracciali et al., 2007) дают возможность оценить усредненный состав магматических пород, подвергшихся мобилизации.

Фигуративные точки состава вулканогенно-обломочных пород в некоторых случаях занимают несоответствующие им позиции (Фазлиахметов, 2021) на диаграммах F1–F2 и F3–F4 (Roser, Korsch, 1988), что ставит под сомнение целесообразность их использования. Для того, чтобы сделать применение указанных диаграмм более обоснованным, а результаты их применения более весомыми, на поля диаграмм, в качестве альтернативных «ориентиров», были вынесены фигуративные точки состава южноуральских вулканитов в количестве 1600 шт. Результаты силикатных анализов вулканогенных пород Магнитогорской

Элемент	Минимальные	Максимальные	Средние
Li	14	28	18
Be	0.5	1.2	0.7
Sc	18	39	29
V	70	180	118
Cr	14	60	30
Co	6	28	17
Ni	9	22	14
Cu	50	110	77
Zn	70	100	85
Ga	12	18	14
Ge	1.2	2.0	1.5
As	2.0	17.4	6.8
Se	0.53	1.14	0.73
Rb	5	84	29
Sr	280	900	425
Y	11	25	19
Zr	28.9	89.0	55.6
Nb	1.6	5.9	2.8
Mo	0.2	1.2	0.6
Ag	0.1	0.2	0.1
Cd	0.1	0.2	0.1
Sb	0.4	1.5	0.6
Te	0.02	0.06	0.04
Cs	0.08	1.80	0.82
Ba	140	600	297
La	7	18	12
Ce	17	36	24
Pr	2.2	5	3.4
Nd	10	21	15
Sm	2.3	4.6	3.5
Eu	0.8	1.5	1.1
Gd	2	4	3
Tb	0.3	0.6	0.5
Dy	1.9	3.9	3
Ho	0.38	0.8	0.6
Er	1.1	2.6	1.9
Tm	0.15	0.39	0.27
Yb	1	2.6	1.8
Lu	0.16	0.4	0.3
Hf	0.9	2.7	1.7
Ta	0.09	0.34	0.15
W	0.3	1.4	0.5
Tl	0.016	0.25	0.1
Pb	4	12	7.7
Bi	0.017	0.083	0.043
Th	1.2	3.7	2.3
U	0.5	1.2	0.8

Табл. 2. Минимальные, максимальные и средние содержания малых элементов в г/т в граувакках мансуровской толщи по данным ИСП-МС (n = 21)

мегазоны из научных и производственных отчетов разных лет были предоставлены В.М. Мосейчуком и Ал.В. Тевелевым. Вулканиты, в соответствии с петрографическим кодексом (Петрографический кодекс России, 2008) разделены на три группы по содержанию SiO_2: основные и ультраосновные – менее 52%, средние – 52–63% и кислые – более 63%.

Реконструкция геодинамического режима бассейна седиментации выполнена на основе диаграмм по (Bhatia, Crook, 1986; Verma, Armstrong-Altrin, 2013) с дополнениями по (Фазлиахметов, 2014) в совокупности с анализом нормализованных на MORB и хондрит графиков распределения малых элементов. Геохимический состав эталонов

[1]F1 = –1.773 × TiO_2 + 0.607 × Al_2O_3 + 0.76 × $Fe_2O_{3общ}$ – 1.5 × MgO + 0.616 × CaO + 0.509 × Na_2O – 1.224 × K_2O – 9.09; F2 = 0.445 × TiO_2 + 0.07 × Al_2O_3 – 0.25 × $Fe_2O_{3общ}$ –1.142 × MgO +0.438 × CaO + 1.475× Na_2O + 1.426× K_2O – 6.861; F3 = 30.638 × TiO_2/Al_2O_3 – 12.541 × Fe_2O_3общ/Al_2O_3 + 7.329 × MgO/Al_2O_3 + 12.031 × Na_2O/Al_2O_3 + 35.402 × K_2O/Al_2O_3 – 6.382; F4 = 56.5 × TiO_2/Al_2O_3 – 10.879 × $Fe_2O_{3общ}/Al_2O_3$ + 30.875 × MgO/Al_2O_3 – 5.404 × Na_2O/Al_2O_3 + 11.112 × K_2O/Al_2O_3 – 3.89.

для нормализации заимствован из (Sun, McDonough, 1989).

При характеристике разреза в качестве привязки к местности использованы точки отбора образцов, вынесенные на схематическую карту (рис. 1).

Положение стратотипического разреза и особенности стратиграфии мансуровской толщи

Стратотипический разрез мансуровской толщи находится в Учалинском районе Республики Башкортостан, непосредственно к северу и северо-западу от д. Мансурово (рис. 1). Последовательность обломочных и кремнистых отложений обнажена в череде естественных преимущественно невысоких выходов на южных склонах горного массива с вершинами 544.2 и 577.4 м, к северу от реки Шартымка.

Подошву мансуровской толщи мы проводим по кровле плитчатых серых, темно-серых, иногда бледно-коричневых кремнистых сланцев видимой мощностью около 3–4 м (рис. 2), обнаженных в гривке высотой до 1 м (N 54°29′32.23″; E 059°30′28.82″). В данных кремнистых сланцах были обнаружены конодонты ордовика (Маслов, Артюшкова, 2000). Здесь же, судя по описанию разреза и координатам, А.В. Рязанцевым, Н.Б. Кузнецовым и А.А. Беловой были найдены конодонты верхнего ордовика (Белова, 2011; Рязанцев, 2012).

Мансуровская толща без видимых признаков несогласия залегает на упомянутых сланцах. Падение пород юго-восточное по азимуту 120–140˚ под углами 45–60˚, участками до 90˚. Мощность – около 1000 м.

Палеонтологически мансуровская толща охарактеризована слабо – фауна, позволившая определить возраст отложений, обнаружена лишь в двух пунктах. Первый из них относится к нижней части разреза (рис. 1). Сборы лландоверийских граптолитов были выполнены О.А. Нестояновой, определения – Т.Н. Корень (Нестоянова, Корень, 1963). Позднее в этом же интервале находки граптолитов были дополнены Б.М. Садрисламовым (Садрисламов и др., 1964) и И.С. Анисимовым (Анисимов и др., 1978) в ходе тематических и геолого-съемочных работ. Положение данных граптолитов является наиболее проблемным, о чем сказано ниже. Второй пункт расположен в средней части разреза (рис. 1), где Е.В. Чибриковой и В.А. Олли найдены силурийские акритархи (Чибрикова, Олли, 2003).

Девонской фауны в разрезе у д. Мансурово не найдено. Наличие нижнедевонских отложений предполагается исходя из того, что восточнее выходов мансуровской толщи и, соответственно, выше по разрезу, после задернованного интервала, соответствующего мощности около 100 м, залегают нижнеэйфельские вулканиты ирендыкской свиты.

Переход от мансуровской толщи к ирендыкской свите известен в 15 км к северо-востоку от д. Мансурово,

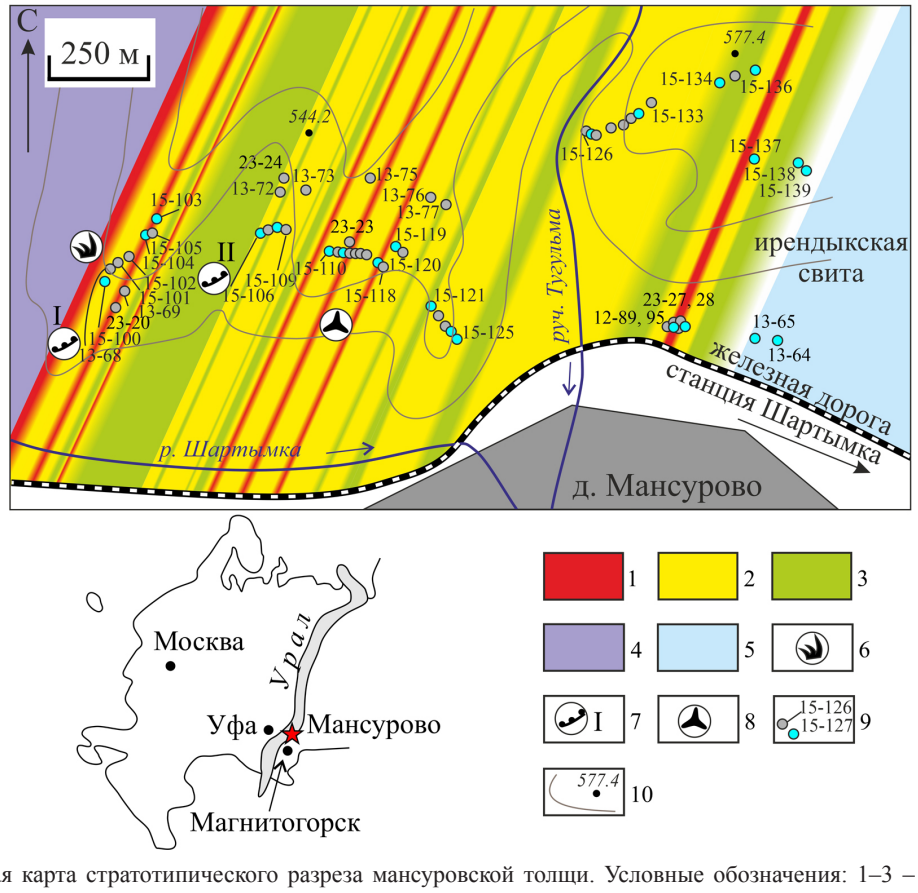


Рис. 1. Схематическая карта стратотипического разреза мансуровской толщи. Условные обозначения: 1–3 – положение в разрезе мансуровской толщи пачек пород разного состава (с преобладанием тех или иных литологических разностей): 1 – псефитолиты, 2 – псаммитолиты, 3 – кремнистые, кремнисто-глинистые породы и кремнистые алевролиты; 4 – поляковская свита – кремни, базальты и известняки ордовика; 5 – вулканиты ирендыкской свиты; 6 – местоположение находок конодонтов верхнего ордовика; 7 – возможное местоположение находок лландоверийских граптолитов и номер варианта (пояснение см. в тексте); 8 – положение находок силурийских акритарх; 9 – точки отбора проб и их номера, голубым цветом обозначены пробы с данными ИСП-МС; 10 – приблизительное отображение горизонталей рельефа и высотных отметок.



Рис. 2. Кремнистые сланцы ордовика, подстилающие мансуровскую толщу в западной части разреза

на правобережье безымянного ручья, разделяющего хребты Ирендык и Малый Ирендык. В точке с координатами N 54°35′19.80″; E 59°40′3.26″, в основании западного склона безымянной вершины обнажены сильно кальцитизированные вулканокластические дресвяники и граувакки видимой мощностью около 5–7 м. По своему облику и стратиграфическому положению они соответствуют кластолитам мансуровской толщи. Выше залегает пачка переслаивания серых кремней и красных яшм мощностью около 50 м. Её перекрывают пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые порфириты ирендыкской свиты, переслаивающиеся с маломощными кремнями.

В кремнисто-яшмовой пачке, являющейся аналогом сагитовской толщи баймак-бурибайской свиты, найдены эмсские конодонты (Маслов, Артюшкова 2000; Белова, 2011; Рязанцев, 2012).

Распространена мансуровская толща незначительно. Ею слагается горный массив к северу от д. Мансурово. Фрагментарные выходы известны вдоль западного подножья хребтов Ирендык, Малый Ирендык и в районе д. Буйда Учалинского района (Белова, 2011; Рязанцев, 2012).

Проблемы стратиграфии мансуровской толщи

Некоторые исследователи полагали, что выделение мансуровской толщи необоснованно. Прежде всего, необходимо отметить точку зрения И.С. Анисимова (2012), который разделил разрез у д. Мансурово на силурийскую и нижнедевонскую части (приблизительно у точки 15-106), отнеся последнюю к первой (нижней) толще ирендыкской свиты. Основанием для этого служил близкий, по мнению И.С. Анисимова, состав отложений мансуровской толщи и ирендыкской свиты. Сопоставление проводилось по таким параметрам как петрографические особенности обломков вулканитов, наличие и состав кристаллокластов пироксенов. В качестве опорного разреза ирендыкской свиты служил разрез на западном склоне горы Беркутья, расположенной в 15 км к юго-западу от д. Мансурово, в 4 км к юго-западу от озера Ургун.

Нецелесообразным считали выделение мансуровской толщи также Е.В. Чибрикова и В.А. Олли (Чибрикова, Олли, 2003). На основании находки силурийских акритарх, описания разреза и анализа аэрофотоснимков исследователи полагали, что в средней части стратотипа проходит разрывное нарушение (приблизительно между точками 15-120 и 15-121). К западу от него обнажены охарактеризованные граптолитами и акритархами силурийские отложения, а к востоку – нижняя часть ирендыкской свиты. По всей видимости, основными доводами Е.В. Чибриковой и В.А. Олли против выделения мансуровской толщи являлось установленное ими по аэрофотоснимкам отличие в простирании отложений, обнаженных по разные стороны от предполагаемого ими разлома, а также близкий состав пород ирендыкской свиты и мансуровской толщи.

Немаловажной проблемой стратиграфии мансуровской толщи является отсутствие однозначного понимания положения лландоверийских граптолитов. На рис. 1 оно вынесено в двух вариантах. *Первый* – в соответствии со схематической картой из отчета Б.М. Садрисламова (Садрисламов и др., 1964) и приведенного в нем послойного описания разреза. Данный вариант наиболее вероятен, поскольку привязка дана и к местности, и к разрезу. Вопрос лишь в том, как соотносятся лландоверийские граптолиты с найденными позднее верхнеордовикскими конодонтами. Согласно нашей привязке (карта Б.М. Садрисламова накладывалась на космоснимок), граптолиты были найдены стратиграфически выше ордовикских конодонтов, но возможен и обратный вариант, учитывая сложное тектоническое строение территории и возможные погрешности при сопоставлении картографических материалов из разных источников.

Второй вариант базируется на карте фактического материала из отчета И.С. Анисимова (Анисимов и др., 1978). Основным доводом к его допущению послужило то, что номер образца с граптолитами в тексте отчета совпадает с номером шурфа на карте фактов. Шурфы сохранились по настоящее время, вскрытые в них отложения представлены черными и темно-серыми кремнисто-глинистыми породами, т.е. соответствуют «граптолитовым» фациям. Неоднозначность связана с тем, что, судя по геологической карте И.С. Анисимова, данные шурфы расположены в поле развития первой толщи ирендыкской свиты, возраст которой в прежние годы считался ранне-среднедевонским.

В свете неоднозначности положения силурийских граптолитов внимания заслуживает мнение А.А. Беловой (2011) и А.В. Рязанцева (2012). В соответствии с ним, мансуровская толща имеет эмсский возраст и залегает с размывом и угловым несогласием на ордовикских и силурийских отложениях. Силурийская фауна – как граптолиты, так и акритархи – по предположению названных авторов, была выделена из пород, залегающих под несогласием и выведенных на дневную поверхность в ядрах приразломных антиклиналей.

Изложенные данные показывают, что проблема возраста мансуровской толщи на сегодняшний день не имеет разрешения. Присутствие нижнедевонских отложений не вызывает сомнений исходя из положения в разрезе.

Отнесение нижней части толщи к силуру исключить нельзя, поскольку силурийская фауна найдена в двух точках, при этом, одна из них находится в средней части разреза. На этом основании возраст мансуровской толщи в качестве рабочей гипотезы рассматривается далее, как (?)силур–ранний девон.

Характеристика разреза и пород

Разрез мансуровской толщи изучался многими авторами (Фролова и др., 1963; Садрисламов и др., 1964; Анисимов и др., 1978; Анисимов, 2012; Маслов, 1980; Маслов, Артюшкова, 2000; 2010; Чибрикова, Олли, 2003; Фазлиахметов, 2018а; 2019). Некоторыми из них на основании макроскопических особенностей пород, их гранулометрического и петрографического состава выполнено послойное описание. При этом нельзя не отметить работы И.С. Анисимова (Анисимов и др., 1978; Анисимов, 2012), в которых изученный нами разрез был дробно разбит на отдельные ритмы и макроритмы.

Изначально нами также предпринимались попытки детального послойного описания, поскольку облик пород в различных частях разреза существенно отличается. Однако в последующем, в том числе после описания по отвалам проложенного в 2023 году газопровода, изученная последовательность стала рассматриваться как монотонное чередование отложений двух генетических типов – гравитационных потоков и фоновых глубоководных осадков. Явные макроскопические отличия пород отдельных интервалов во многом обусловлены наложенными процессами, не относящимися собственно к седиментации, – рассланцевание, гидротермальные изменения, выветривание и др. Кроме этого, изменчив и характер обнажений, отчасти влияющий на субъективное восприятие разреза и выделение в нем отдельных интервалов, – полузадернованные выходы чередуются со скальными обнажениями, высыпками канав, выемками железной и автомобильных дорог.

К **фоновым глубоководным отложениям** отнесены кремни и кремнисто-глинистые породы, которые преобладают в отдельных интервалах мощностью до 150 м. В большинстве случаев они имеют черный и темно-серый цвет, указывающий, по всей вероятности, на примесь органического вещества. Признаки слоистости часто отсутствуют. Лишь в некоторых обнажениях можно встретить слойки с более светлым и более темным оттенком толщиной до 1–2 см. В данном случае следует отметить, что слоистые разности кремнисто-глинистых пород чаще подвергаются рассланцеванию и последующему выветриванию. Соответственно, в обнажениях они представлены реже прочих разностей, а иногда вовсе обезличены.

Согласно петрографическому описанию, кремнисто-глинистые породы сложены криптокристаллической однородной массой бурого цвета с признаками кальцитизации, хлоритизации, серицитизации. В образцах из верхней части толщи (точки с 15-121 по 15-138) наблюдаются признаки рассланцевания. В некоторых разностях встречаются округлые или сплющенные раковины радиолярий (размер 0.1–0.4 мм), заполненные кальцитом и/или кварцем. Занимают они от 1–3 до 30–40% от площади шлифа.

Отложения гравитационных потоков (гравититы) представлены серыми (в основном) с разным по насыщенности зеленым оттенком цвета песчаниками средне-, крупно- и грубозернистыми, мелкозернистыми гравелитами и дресвяниками. Слагаемые ими слои имеют мощность от 0.3 до 2.0 и более метров, характеризуются массивным обликом и/или градационной сортировкой, что свойственно, соответственно, дебритам и турбидитам в терминологии Д.А.В. Стоу (1990). Чаще слои гравититов залегают непосредственно друг на друге, редко разделены прослоями кремнистых или кремнисто-глинистых пород мощностью от первых сантиметров до 2–3 м.

Гравититы формируют самостоятельные пачки мощностью до 100 и более метров, которые разделены фоновыми отложениями. Изменения по простиранию внутри отдельных интервалов гравититов не прослеживались, но, по аналогии с близкими по способу транспортировки и седиментации отложениями среднего и верхнего девона Западно-Магнитогорской зоны (Фазлиахметов, 2020), можно предположить их линзовидный характер, обусловленный накоплением осадков в пределах отдельного глубоководного конуса выноса или одной из его лопастей.

В средней и в верхней частях разреза (от точки 15-111 до точки 15-139) породы рассланцованы, хлоритизированы, серицитизированы, карбонатизированы, а иногда и эпидотизированы, что существенно ограничивает изучение их первичного петрографического состава и структурных особенностей. В шлифах изначальный состав зерен вулканитов как правило не определяется. Сравнительно редко распознаются реликтовые порфировые структуры. О былом наличии тех или иных минералов можно судить по характеру псевдоморфоз. Типично замещение плагиоклаза кальцитом как в отдельных кристаллокластах, так и во вкрапленниках в зернах порфиритов.

Наименее затронуты вторичными процессами отложения нижней части разреза (от точки 15-100 до 15-110). В них определяется состав зерен, их количественные соотношения и характер границ (рис. 3).

Здесь в обломочном материале преобладают вулканогенные породы (40–60%) и кристаллокласты (10–30%) плагиоклазов и пироксенов. Подчиненное значение имеют кремнистые и кремнисто-глинистые разности (0–15%), известняки (0–5%). В редких образцах встречаются единичные угловатые зерна микрокварцитов. По соотношению зерен разного состава рассматриваемые псаммитолиты соответствуют граувакам и полевошпатовым граувакам по классификации В.Д. Шутова (1967).

По характеру вторичных преобразований граувакки нижней части разреза подразделяются на два типа. В породах первого типа практически нацело серицитизированы и кальцитизированы плагиоклазы, как кристаллокласты, так и вкрапленники в зернах порфиритов. Пироксены (5–10%) практически не изменены, имеют идиоморфный габитус с острыми и округленными вершинами или оскольчатые контуры.

Для граувакк второго типа характерен пренит (5–10%), формирующий крупные радиально-лучистые обособления (до 2–3 мм) и мелкокристаллические агрегаты (доли мм). Пироксен встречен в содержании 0–3%. Плагиоклаз (10–30%) незначительно серицитизирован, имеет идиоморфные и оскольчатые контуры с острыми или округленными вершинами.

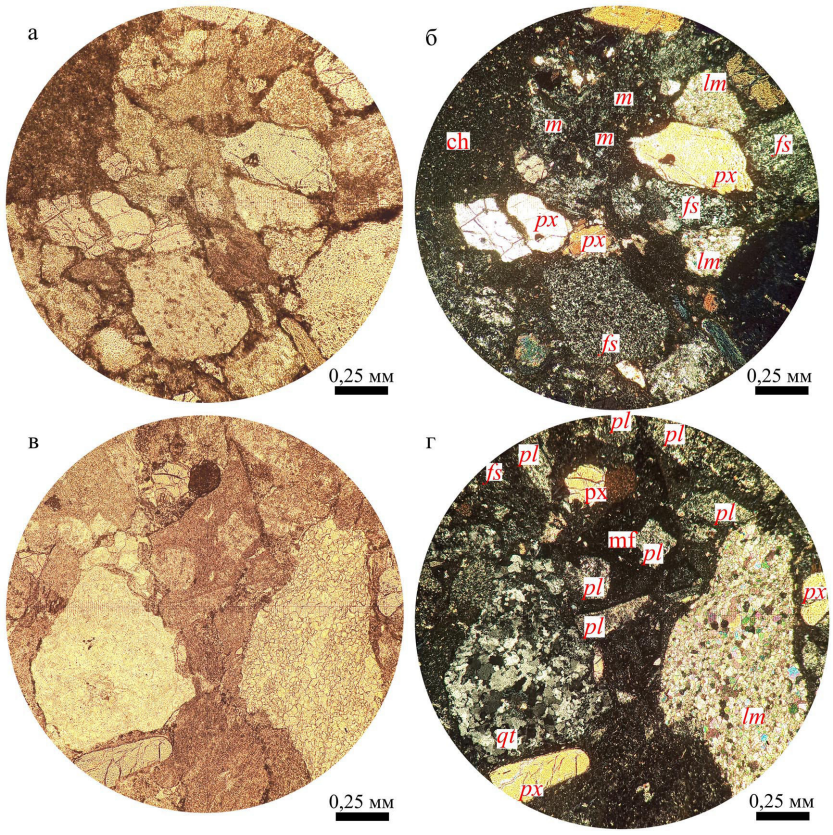


Рис. 3. Фотографии шлифов граувакк нижней части разреза. Образцы 15-110 (а, б) и 23-20 (в, г). Пояснения к рисунку: а, в – без анализатора; б, г – с анализатором. Значения букв: mf – вулканиты среднего и основного состава, fs – вулканиты кислого состава, ch – кремни и кремнисто-глинистые породы, lm – известняк, px – пироксен, pl – серицитизированный плагиоклаз, qt – микрокварцит.

В граувакках обоих типов обломки вулканогенных пород среднего и основного состава (20–40%) распознаются преимущественно по реликтовой порфировой структуре с интерсертальной и гиалопилитовой реликтовой структурой основной массы, существенно или полностью замещенной криптокристаллическим неопределимым агрегатом, гораздо реже хлоритом. Увереннее диагностируются зерна относительно более кислых разностей – дацитов и дацитовых порфиритов (1–30 %). Встречаются единичные зерна перлитов и пемзы пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов.

Контуры зерен вулканитов угловатые или незначительно округлены. У единичных обломков порфиритов вкрапленники плагиоклаза выступают за контуры самих зерен. Обломки кремней и кремнисто-глинистых пород угловатые и с округленными контурами. Размер их часто превышает размер кристаллокластов и зерен вулканитов (рис. 4), что свойственно интракластам.

Упаковка обломочного материала в граувакках плотная, межзерновые контакты часто конформные, в рассланцованных разностях встречаются инкорпорационные структуры. Обломочный материал плохо отсортирован.

Особого внимания заслуживают грубообломочные породы – средне- и крупнозернистые гравелиты, дресвяники, различного рода микститы и конгломерато-брекчии (рис. 4). Состав их в общих чертах близок составу песчаников, но вторичные преобразования проявлены в существенно меньшей степени. Интервалов, в которых грубообломочные породы являются наиболее характерными, можно выделить два. Располагаются они в нижней и в верхней частях разреза.

Грубообломочные породы нижней части разреза (от точки 15-100 до 15-105) встречаются в составе пачки (около 50 м) чередующихся обломочных пород, залегающей непосредственно на ордовикских кремнистых отложениях. Существенный её объем занимают песчаники, но, кроме них и относительно маломощных кремнисто-глинистых разностей, присутствуют два горизонта грубообломочных пород, преимущественно среднеобломочных конгломерато-брекчий и гравийно-галечных микститов, мощностью

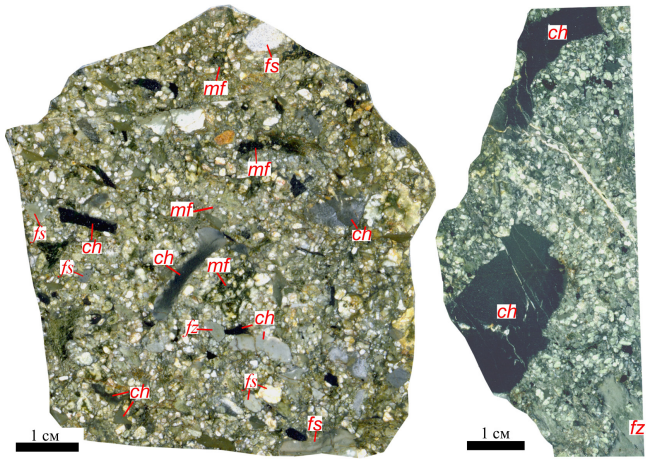


Рис. 4. Обломочные породы нижней части разреза (полированные срезы). Образцы 23-20 (слева) и 13-69. Местонахождение образцов см. рис. 1. Значение букв см. рис. 3.

5 и 10 м. Псефитовые обломки представлены в основном кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, по облику схожими с подстилающими ордовикскими и нижнесилурийскими отложениями (рис. 4). Также присутствуют обломки порфиритов и афировых разностей вулканитов от кислого до основного состава. Размер их не крупнее гравийного, тогда как размер обломков кремнистых пород достигает 6–7 см, редко – 30 см.

Грубообломочные породы верхней части разреза. В верхней части разреза (от точки 15-136 до 15-137) залегает пачка, сложенная грубообломочными и псаммитовыми породами, отличающаяся от прочих кластолитов разреза существенной примесью обломков известняков, – от единичных до 10–40% от площади поверхности скола или спила (рис. 5, рис. 6). Контуры обломков известняков удлиненные, реже изометричные, преимущественно угловатые, но в некоторых случаях имеют закругленные контуры с одной или нескольких сторон. Известняки однородные белые и светло-серые, сложены спаритом.

Кроме известняков в псефитовой фракции присутствуют кремнисто-глинистые и кремнистые породы серого и зеленовато-серого цвета. Содержание их в среднем составляет около 3–5%, но может достигать 20%. Обломки уплощенные, иногда плитчатые, угловатые – без признаков окатывания. Структура тонкослоистая, редко определяются раковины радиолярий, занимающие не более 5% площади шлифа.

Остальной объем обломков представлен пироксеновыми, пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми порфиритами, а также афировыми разностями, вероятно, среднего и основного состава. Обломки прилегают друг к другу плотно, образуя конформную и в единичных случаях инкорпорационную структуру, или же разделяются пленкой светло-зеленой цементирующей массы толщиной до 1 мм.

В остальных частях разреза (преимущественно в средней) прослои с заметным содержанием псефитовых обломков кремнисто-глинистых пород и вулканитов также

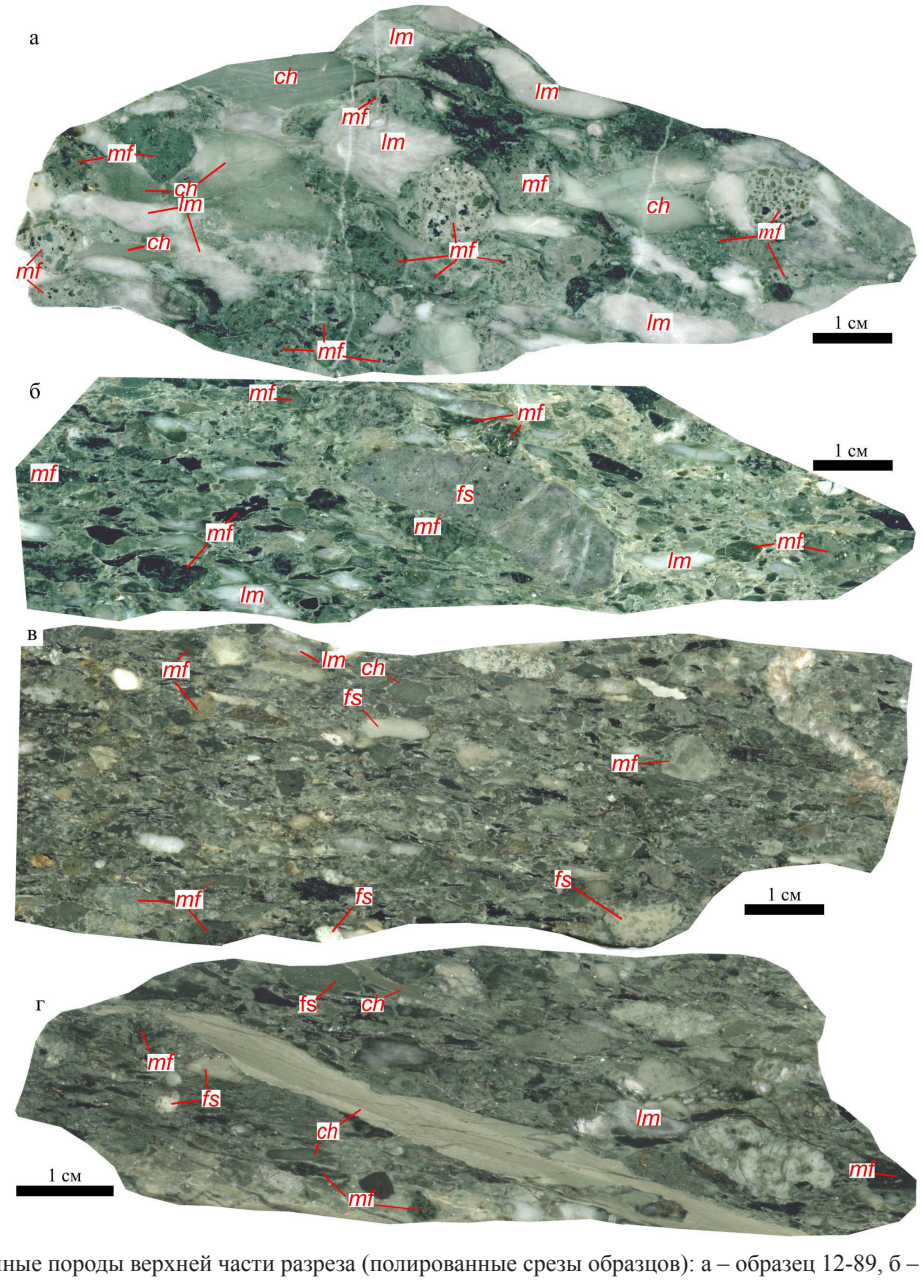


Рис. 5. Грубообломочные породы верхней части разреза (полированные срезы образцов): а – образец 12-89, б – образец 12-95, в – образец 23-27, г – образец 23-28. Местонахождение образцов см. рис. 1. Значение букв см. рис. 3.

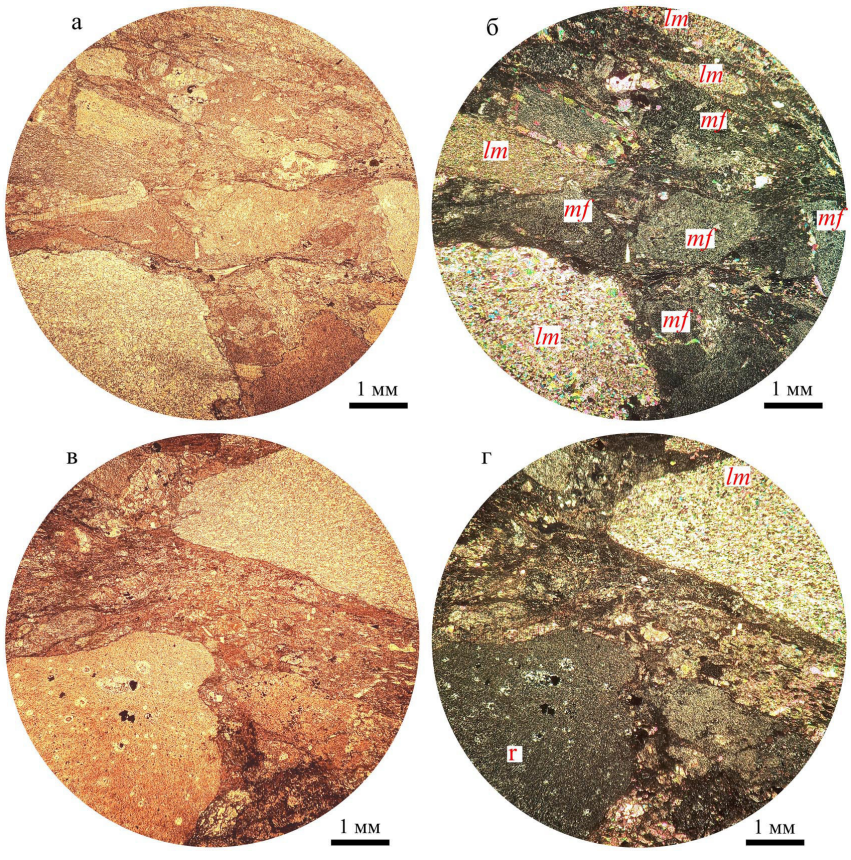


Рис. 6. Фотографии шлифов кластолитов верхней части разреза. Образцы 15–138 (а, б) и 12–95 (в, г). Пояснения к рисунку: а, в – без анализатора; б, г – с анализатором; r – радиолярит; остальные обозначения см. рис. 3.

встречаются, но имеют подчиненное значение (единичные маломощные прослои или части слоя). Например, дресвяники зачастую слагают прослои мощностью до 5–10 см в основании песчаных турбидитов.

Геохимическая характеристика граувакк и особенности их формирования на основе геохимических данных

В соответствии с геохимическими классификациями, обозначенными нами выше, песчаники мансуровской толщи определяются как граувакки, вулканокластитовые песчаники или железистые сланцы (рис. 7а–г), что, учитывая данные об отложениях среднего и верхнего девона ЗМЗ, является типичным для тефрогенных, вулканотерригенных и некоторых терригенных граувакк (Фазлиахметов, 2021).

В соответствии с литохимической классификацией Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2000; 2011), граувакки мансуровской толщи относятся к сиаллитам и псевдосиаллитам (рис. 7д, е) нормальной и повышенной глиноземистости (ГМ 0.36–0.54, MgO 2.2–4.0%, ЖМ 0.33–0.55). По соотношению натрия и калия рассматриваемые породы являются супер- и гипернатриевыми – НКМ колеблется в интервале 0.21–0.35. Величины остальных модулей находятся в пределах значений нормальных для сиаллитов и псевдосиаллитов (табл. 1).

Комплекс диаграмм, направленных на восстановление петрофонда граувакк мансуровской толщи, представлен на рис. 7–9. Фигуративные точки составов образуют единые кластеры на подавляющем большинстве диаграмм, что свидетельствует об их единообразии. Особенно явно оно демонстрируется при сравнении с геохимическими параметрами песчаников ирендыкской свиты (рис. 10), с которой некоторые авторы (Анисимов и др., 1978; Чибрикова, Олли, 2003) пытались объединить мансуровскую толщу.

На этом основании можно предположить, что вторично преобразованные граувакки средней и верхней частей разреза, петрографическая диагностика которых затруднена, по всей видимости, не имеют существенных отличий от граувакк нижней части разреза.

Петрофонд граувакк представлен преимущественно магматическими породами. На это указывают положительная корреляция титанового и железного модулей (ТМ и ЖМ), негативная корреляция фемического модуля и модуля нормированной щелочности (ФМ и НКМ), отсутствие негативной корреляции между титановым и гидролизатным модулем (ТМ и ГМ) и положение фигуративных точек состава пород на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc вдоль линии, соответствующей составу магматических образований (рис. 8).

Состав вулканогенных пород, мобилизованных в источниках сноса, определяется по геохимическим данным не вполне однозначно. На диаграммах F1–F2 и F3–F4 по (Roser, Korsch, 1988) (рис. 9а, б) фигуративные точки составов граувакк мансуровской толщи сгруппировались преимущественно в областях, отвечающих базитовым разностям, но сопоставление их положения с положением кластеров девонских вулканитов показало соответствие состава граувакк составу андезитов и андезибазальтов.

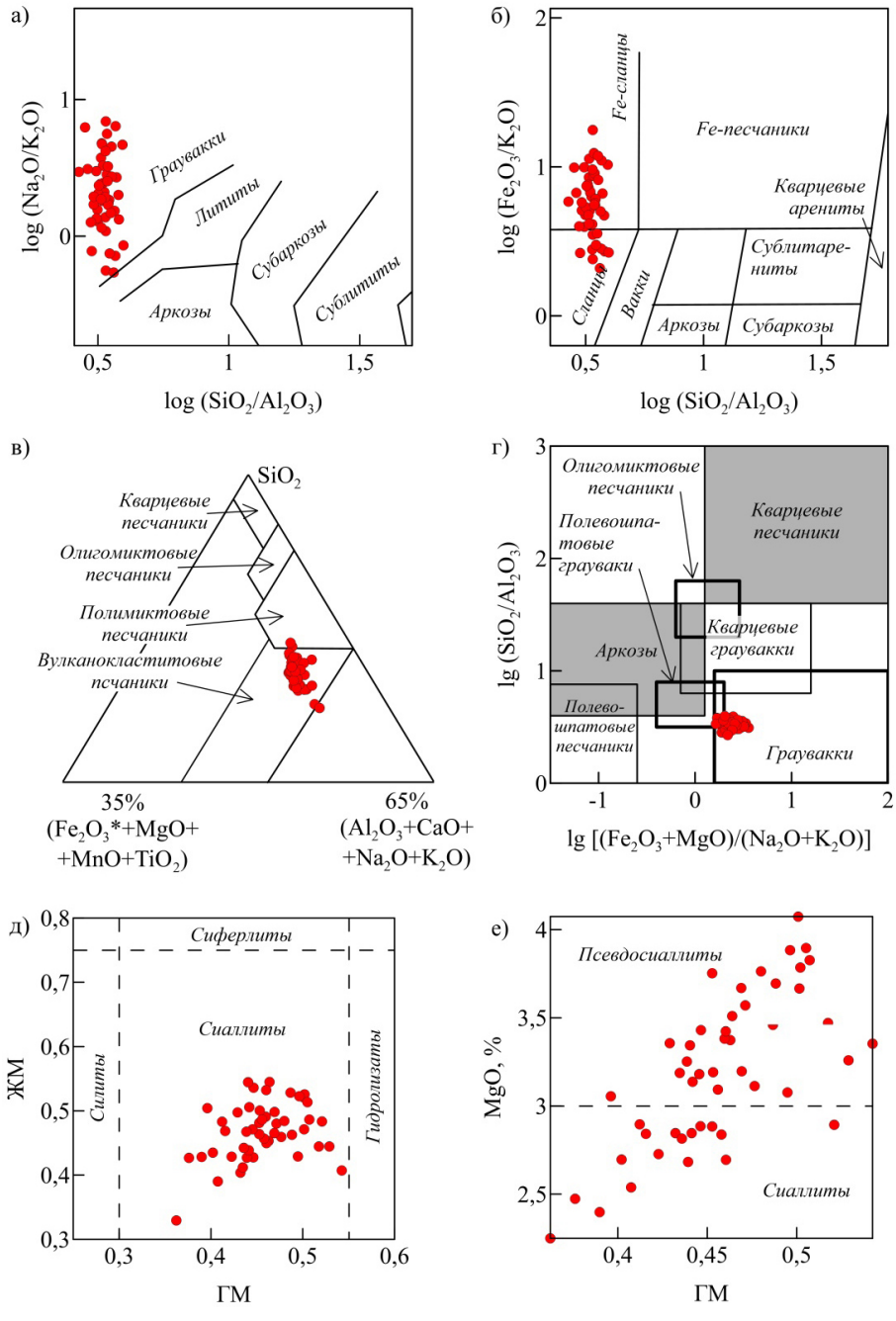


Рис. 7. Фигуративные точки составов граувакк мансуровской толщи, нанесенные на классификационные диаграммы: а – Ф. Петтиджона с коллегами (Петтиджон и др., 1976); б – М. Херрона (Herron, 1988); в – А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой (Коссовская, Тучкова, 1988); г – О.Ю. Мельничука (Мельничук, 2018); д–е – ГМ–ЖМ, ГМ–MgO по Я.Э. Юдовичу и М.П. Кетрис (Юдович, Кетрис, 2000).

Содержание MgO, превышающее 3%, учитывая данные Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2000), свидетельствует о преобладании в составе кластики основных вулканитов, но, судя по диаграмме ГМ–MgO (рис. 7е), магнезиальность около половины образцов понижена и составляет не более 3%. Вместе с этим, величина железного модуля не превышает значения 0.75 (рис. 7д), являющегося нижним пределом для базитов.

Применение диаграмм, основанных на соотношении малых элементов в магматических породах разного состава, позволило получить следующие результаты (рис. 9). На диаграмме Nb/Y–Zr/TiO$_2$ по (Winchester, Floyd, 1977) фигуративные точки состава граувакк в подавляющем своем большинстве разместились в поле андезитов и базальтов. На диаграмме La/Sc–Th/Co и тригонограмме V–Ni–Th×10 по (Cullers, 2002; Bracciali et al., 2007) они заняли промежуточное положение – между основными и кислыми разностями. По соотношению Hf и La/Th граувакки мансуровской толщи близки к андезитам островных дуг.

Петрографические исследования показали, что в составе граувакк принимают участие обломки вулканитов разного состава. Попытаться оценить их соотношение возможно при построении диаграмм La/Sc–Yb/Th и Cr/Th–Th/Sc (рис. 9ж, з). Согласно представлениям (Langmiur et al., 1978; Bracciali et al., 2007), точки, характеризующие состав основных пород, располагаются на данных диаграммах вдоль осей Yb/Th и Cr/Th, тогда как вдоль осей La/Sc и Th/Sc ориентированы поля, характеризующие состав кислых разностей. Граувакки мансуровской толщи

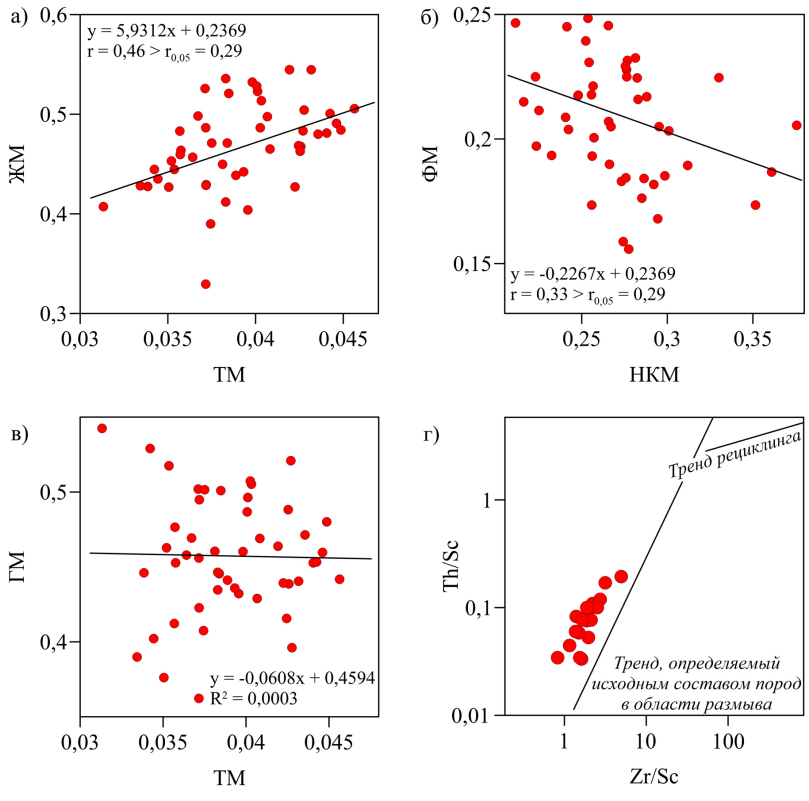


Рис. 8. Фигуративные точки составов граувакк мансуровской толщи, нанесенные на диаграммы ТМ–ЖМ, НКМ–ФМ, ТМ–ГМ по (Юдович, Кетрис, 2000); Zr/Sc–Th/Sc по (McLennan et al., 1993)

имеют пониженные значения всех обозначенных отношений – фигуративные точки состава расположились в области пересечения осей на диаграмме La/Sc–Yb/Th и в области значений, характерных для андезитов, на диаграмме Cr/Th–Th/Sc.

Некоторые отличия результатов, полученных при построении разных геохимических диаграмм, обусловлены многими факторами. Основными, по всей видимости, являются смешанный состав пород, т.е. наличие обломков вулканитов и кристаллокластов разного состава (кремнистых, кремнисто-глинистых пород, известняков), влияние вторичных процессов, а также особенности, характерные большинству островодужных вулканогенных пород, например, низкая магнезиальность и железистость.

Комплекс полученных петрографических и геохимических данных свидетельствует о преобладании в источнике сноса кластики вулканогенных образований андезитового и/или андезибазальтового состава.

Одним из важных показателей, который возможно определить на основе геохимических данных, являются геодинамические обстановки формирования пород источника сноса, которые с разной степенью вероятности можно распространить на область седиментации. Ранее (Фазлиахметов, 2018а), по соотношению породообразующих элементов, геодинамическая позиция бассейна была охарактеризована как акватория океанической (эн-симатической) островной дуги. Повторное определение содержания породообразующих элементов и новые данные по содержанию малых элементов подтвердили этот вывод. В частности, на диаграммах DF1–DF2[2] по (Verma, Armstrong-Altrin, 2013) и La/Sc–La/Y по (Bhatia, Crook, 1986; Фазлиахметов, 2014) фигуративные точки состава расположились на полях, отвечающих составу островодужных образований (рис. 11). Нормализованные по хондриту и N-MORB содержания элементов, выявившие невысокие концентрации Cr, Ni, отрицательную аномалию Ta и Nb и характерное соотношение легких и тяжелых редкоземельных элементов, также соответствуют магматическим породам островных дуг (рис. 12).

Завершая анализ геохимических данных, подчеркнем, что одним из главных результатов проведенных исследований является установление единообразия граувакк мансуровской толщи – величины индикаторных геохимических параметров не испытывают значимых вариаций, фигуративные точки состава на большинстве диаграмм формируют единые кластеры, а линии на спайдердиаграммах близки друг к другу по конфигурации. Особенно явно сходство граувакк разных частей разреза мансуровской толщи и их отличие от пород ирендыкской свиты отражают графики вариаций геохимических параметров (рис. 10, 12).

Граувакки мансуровской толщи близки по своему составу к андезитам и андезибазальтам. Седиментация протекала в относительно глубоководных обстановках посредством гравитационных потоков.

[2] $DF1_{SiO2<65\%} = 0.608 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj} - 1.854 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj} + 0.299 \times \ln(Fe2O3_{общ}/SiO_2)_{adj} - 0.55 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj} + 0.12 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj} + 0.194 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj} - 1.51 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj} + 1.941 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj} + 0.003 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj} - 0.294$;
$DF2_{SiO2<65\%} = -0.554 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj} - 0.995 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj} + 1.765 \times \ln(Fe2O3_{общ}/SiO_2)_{adj} - 1.391 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj} - 1.034 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj} + 0.225 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj} + 0.713 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj} + 0.33 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj} + 0.637 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj} - 3.631$. Индекс adj обозначает, что расчет ведется по содержаниям оксидов. пересчитанным на их сумму в 100%.

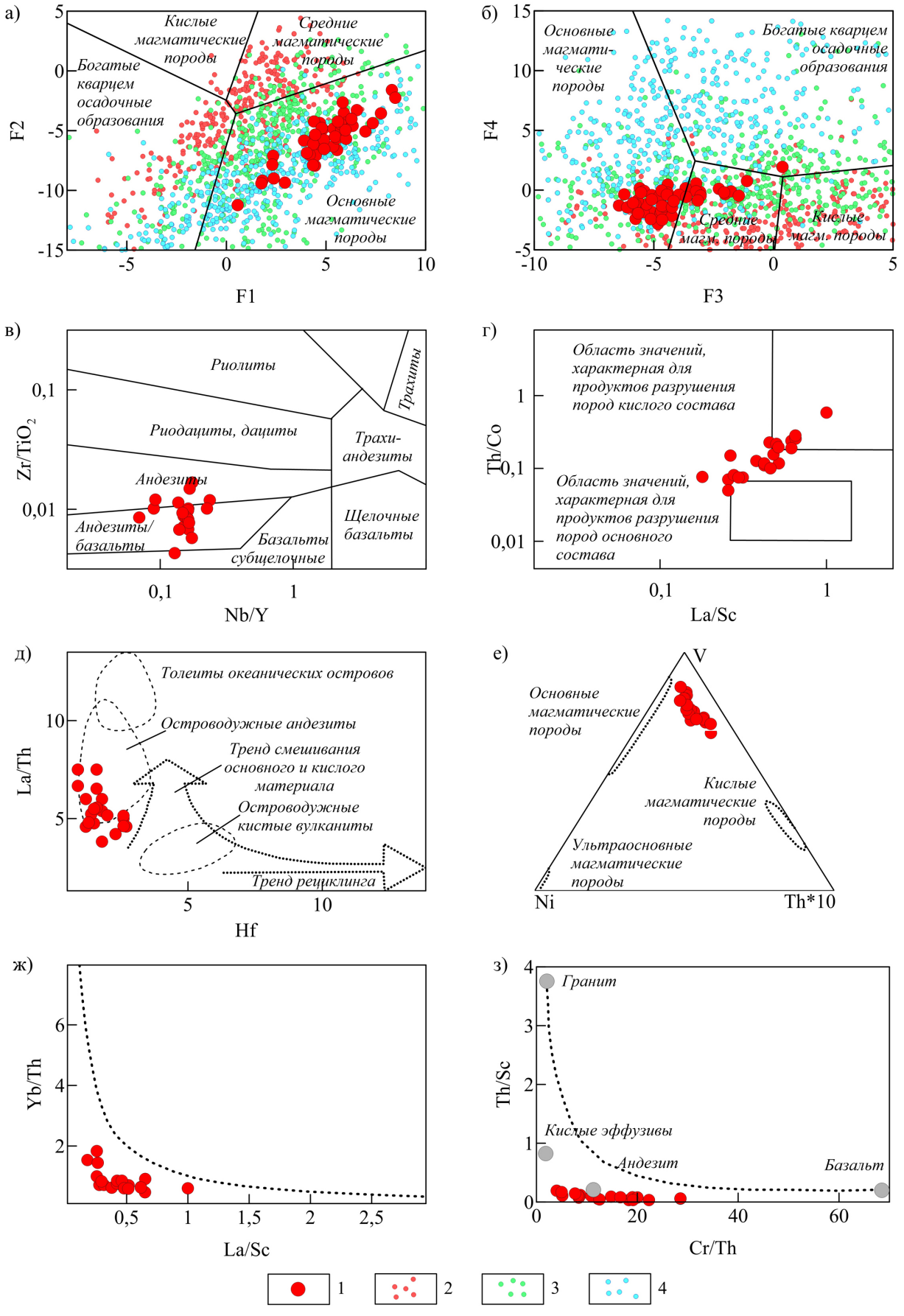


Рис. 9. Фигуративные точки составов граувакк мансуровской толщи, нанесенные на диаграммы, позволяющие восстановить состав петрофонда: а, б – по (Roser, Korsch, 1988); в – по (Winchester, Floyd, 1977); г – по (Cullers, 2002); д – по (Floyd, Leverige, 1987); е – по (Bracciali et al., 2007); ж – по (Langmiur et al., 1978); з – по (Condie, Wronkiewicz, 1990). Условные обозначения: 1 – граувакки мансуровской толщи; 2–4 – эффузивы Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: 2 – риолиты и риодациты, 3 – андезиты, 4 – андезибазальты и базальты.

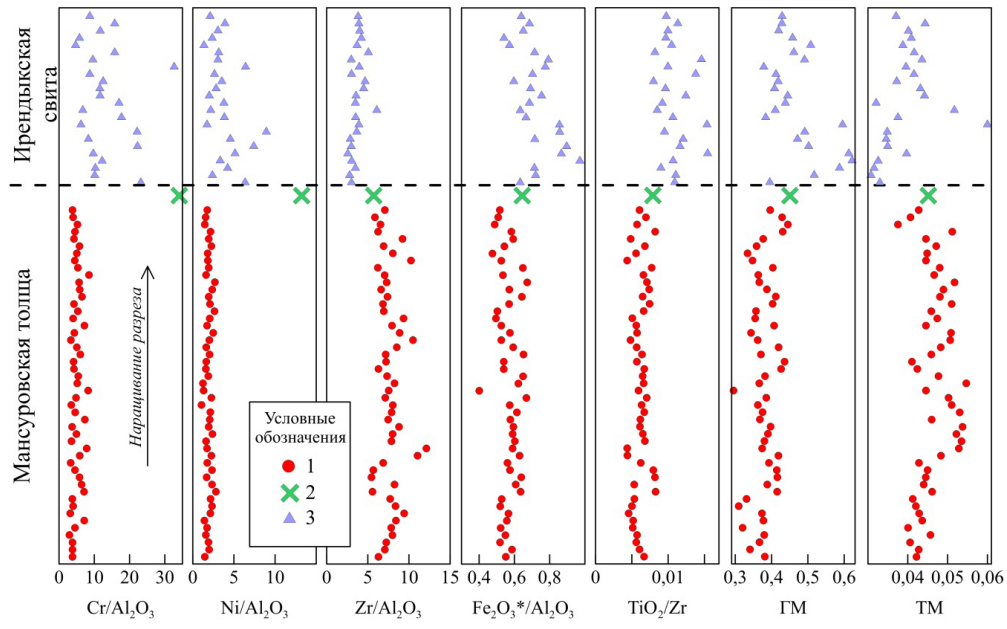


Рис. 10. Вариации геохимических параметров, по которым граувакки мансуровской толщи, тефроиды и порфириты ирендыкской свиты отличаются наиболее контрастно. Условные обозначения: 1–2 – граувакки мансуровской толщи: 1 – стратотипического разреза (положение точек снизу вверх соответствует их положению в разрезе), 2 – разреза с находками эмсских конодонтов на западном склоне хребта Малый Ирендык на правобережье ручья Краснохты; 3 – тефрогенные граувакки и порфириты ирендыкской свиты стратотипического разреза мансуровской толщи (точки 15-64, 65), северной оконечности хребта Малый Ирендык и горы Беркута (точки расположены без учета стратиграфического положения).

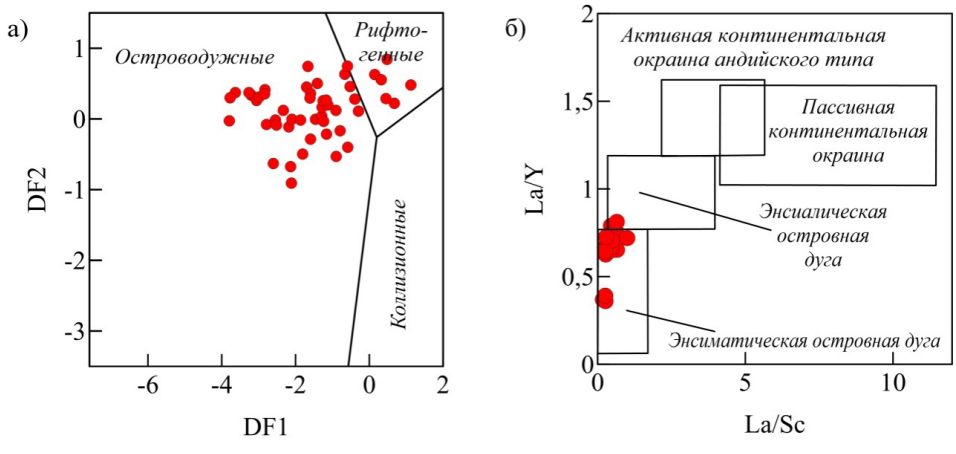


Рис. 11. Геодинамические диаграммы для граувакк мансуровской толщи. а – по (Verma, Armstrong-Altrin, 2013); б – по (Bhatia, Crook, 1986; Фазлиахметов, 2014)

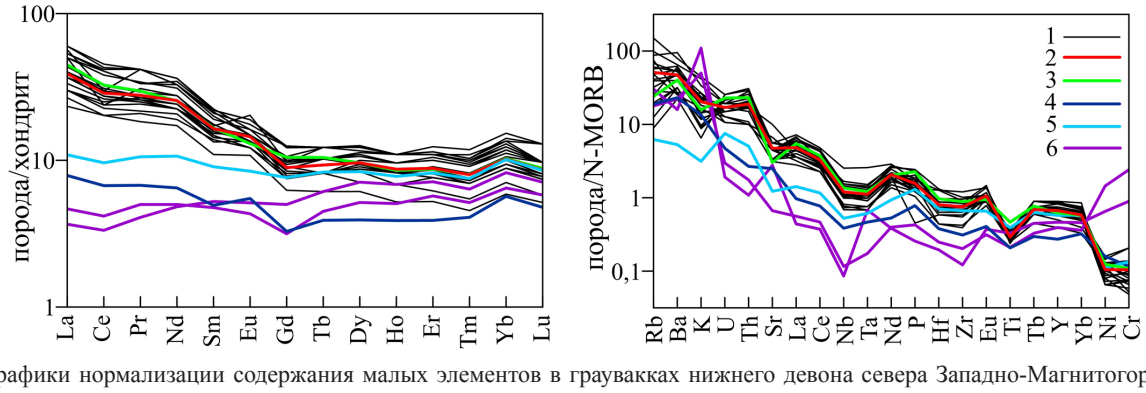


Рис. 12. Графики нормализации содержания малых элементов в граувакках нижнего девона севера Западно-Магнитогорской зоны по хондриту и N-MORB. Условные обозначения: 1 – отдельные пробы граувакк мансуровской толщи; 2–5 – линии среднего состава: 2 – мансуровской толщи (по 21 образцам), 3 – ильтибановской толщи у плотины Ильтибановского водохранилища (по 9 образцам), 4 – ильтибановской толщи разреза «Талышман» (по 8 образцам), 5 – стратотипического разреза ускульской толщи (по 9 образцам); 6 – пробы 13-64 и 13-65 из порфиритов ирендыкской свиты (см. рис. 1).

Мобилизации в источнике сноса подвергалась кластика вулканитов, обладавших геохимическими параметрами магматических образований энсиматических островных дуг, что отражают содержания и соотношения главных и малых элементов.

Обсуждение

Выше были приведены мнения И.С. Анисимова (Анисимов и др., 1978) и Е.В. Чибриковой и В.А. Олли (Чибрикова, Олли, 2003), согласно которым выделение мансуровской толщи не является необходимым, её верхняя часть должна быть отнесена к ирендыкской свите, а нижняя – к силуру без привязки к какому-либо из местных стратиграфических подразделений. Фактический материал, однако, не позволяет с этим согласиться, к чему есть следующие доводы.

При маршрутных наблюдениях не выявлено никаких особенностей разреза, позволяющих провести внутри мансуровской толщи стратиграфические границы общего, регионального или местного уровней. Выполненный нами стереоскопический анализ аэрофотоснимков не подтвердил данные Е.В. Чибриковой и В.А. Олли (2003), в части разного простирания пород верхней и нижней частей разреза. Простирание линеаментов незначительно отличается лишь на небольшом отроге в районе точек 15-121 – 15-124 и не влияет на интерпретацию строения разреза.

Полученные геохимические данные свидетельствуют о единообразии граувакк стратотипического разреза. Соответственно, нет оснований для проведения каких-либо границ внутри мансуровской толщи.

Граувакки мансуровской толщи по ряду индикаторных геохимических отношений отличаются от тефрогенных граувакк и порфиритов ирендыкской свиты мансуровского и близлежащих разрезов. Следовательно, теряют основание предложения по присоединению мансуровской толщи или её верхней части к ирендыкской свите.

Раннеэйфельский возраст ирендыкской свиты установлен по конодонтам в нескольких разрезах, в том числе, в стратотипической местности. Соответственно, включение в неё нижнедевонских и силурийских отложений не имеет оснований.

Из изложенного следует вывод – мансуровская толща является самостоятельным стратиграфическим подразделением.

Относительно подошвы мансуровской толщи, представляется важным обратить внимание на то, что в изученном разрезе на фоне монотонного переслаивания обломочных (преимущественно псаммитолитовых) и кремнисто-глинистых пород заметно выделяются грубообломочные породы. Показано, что они с разной частотой встречаются по всему разрезу, но примечательными являются два наиболее мощных уровня. Один из них расположен в нижней части разреза, где над ордовикскими кремнистыми сланцами, в пятидесятиметровой пачке обломочных пород заключены два горизонта псефитолитов. Они сложены преимущественно интракластами кремней и кремнисто-глинистых пород. Наличие в обломочном материале интракластов – обломков пород или в разной степени литифицированных осадков, выстилающих дно седиментационного бассейна, – может свидетельствовать о проявлении существенных преобразований, которые обусловили изменение прежних или зарождение новых путей транспортировки гравитационных потоков. О коренных изменениях обстановок седиментации и, по всей видимости, особенностей вулканизма и геодинамического режима в целом свидетельствует и смена пород: ордовикский интервал сложен кремнями, базальтами и темно-серыми известняками, тогда как силурийско-нижнедевонская последовательность – чередованием граувакк с градационной слоистостью и кремнисто-глинистых пород.

В соответствии со Стратиграфическим кодексом России (2019), границы местных стратиграфических подразделений, к которым относится мансуровская толща, должны быть связаны с изменениями вещественного состава пород по разрезу, с перерывами и несогласиями, со сменой ассоциаций остатков организмов. Данному требованию всецело соответствует контакт кремнисто-глинистых сланцев ордовика и перекрывающей их последовательности обломочных и кремнистых пород, т.е. принятому нами пониманию положения подошвы мансуровской толщи. В данном случае меняется состав пород и комплекс фауны; наличие интракластитов свидетельствует о существенных преобразованиях в седиментационном бассейне и о размыве, по меньшей мере, на путях транспортировки кластики вулканитов.

Недостаточно изученной остается кровля мансуровской толщи. В стратотипе она не обнажена, а в разрезе на правобережье руч. Краснохты (см. выше) нуждается в дополнительном детальном описании. Единственный образец пород, подстилающих эмсские кремни и яшмы, отличается по геохимическим параметрам и от пород ирендыкской свиты, и от граувакк мансуровской толщи (рис. 10). Данная особенность, вероятнее всего, вызвана влиянием вулканизма баймак-бурибаевского времени (поздний эмс), о чем свидетельствует большое количество обломков пемзы и вторичные преобразования, в частности, обильная кальцитизация.

Немаловажным аспектом, связанным с формированием отложений мансуровской толщи, является соотношение во времени седиментации и вулканической активности в источнике сноса. К сожалению, четких и однозначных критериев для его определения нет. Единственным звеном, способным в рассматриваемом случае увязать по времени седиментацию и вулканизм, является наличие или отсутствие в граувакках хрупких вулканогенных обломков, нахождение которых в водотоках существенно ограничено по времени. К таковым относятся: обломки с перлитовой структурой – отдельные скорлупки зерен при долгой транспортировке отслаиваются и зерно перестает существовать; пузырчатые фрагменты (пемза) – разрушаются в водотоках ввиду хрупкости; рогульки пирокластики – теряют характерную форму при длительной транспортировке; фрагменты порфиритов с вкрапленниками, выступающими за пределы зерна – выступающие части быстро откалываются (Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных пород, 1987; Хворова, 1980). Подобные зерна присутствуют в нижней и в верхней частях разреза (рис. 13), но в небольших количествах, что не доказывает проявление вулканизма на ранних этапах формирования мансуровской толщи, но позволяет его допустить.

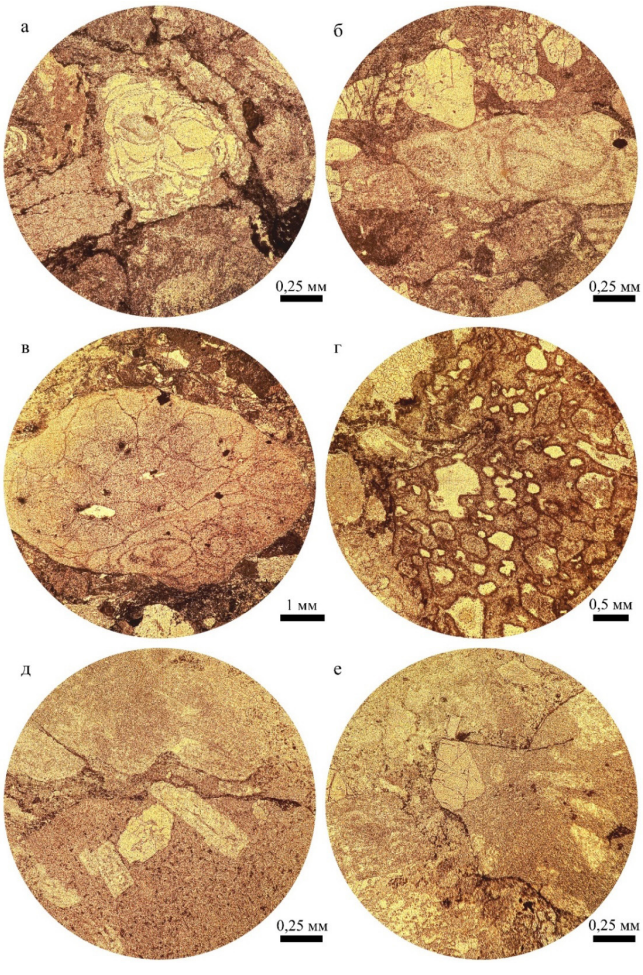


Рис. 13. Зерна вулканогенных пород, слабо устойчивых к транспортировке водными потоками

Расположение силурийско-раннедевонских или более ранних островодужных комплексов гипотетически соответствующих источнику сноса вулканокластического материала мансуровской толщи, ранее не рассматривалось. Проявления магматических процессов, связанных с Магнитогорской островодужной системой, ограничиваются ранним девоном (Косарев и др., 2005; 2014; Косарев, 2007; Пучков, 2000; Зайнуллин, 2017; 2018). Силурийские островодужные комплексы на Южном Урале однозначно не подтверждены, но они описаны в пределах Тагильской островной дуги на Среднем Урале. Могли ли они являться источником сноса для отложений мансуровской толщи, или существовали неустановленные силурийские вулканиты, к примеру, не выведенные в современном эрозионном срезе, – вопрос, который на данный момент остается без ответа.

Без ответа пока остается и вопрос, который перед нами ставят полученные геохимические данные. Изложенный выше материал показывает, что мансуровская толща гипотетически датируется (?)силуром – ранним девоном. Этот временной интервал, учитывая датировки границ общих стратиграфических подразделений в Стратиграфическом кодексе России (2019), соответствует приблизительно 50 млн лет. В этом случае сложно представить геологическую ситуацию, в которой за столь продолжительное время в обстановках высокой тектонической активности, свойственных питающим провинциям граувакк, состав обломочного материала не испытывал бы существенных изменений. Особенно контрастно такое постоянство выделяется на фоне средне-верхнедевонских отложений Западно-Магнитогорской зоны, которые формировались на протяжении примерно 35 млн лет, но при этом сменилось, по меньшей мере, 6 свит, существенно отличающихся друг от друга по составу и генезису отложений.

Отчасти это противоречие может быть разрешено с изложенной выше позиции А.А. Беловой (2011) и А.В. Рязанцева (2012), согласно которой отложения мансуровской толщи накопились лишь в эмсском веке. Недостаточно ясная привязка силурийской фауны в рассмотренном разрезе и отсутствие результатов детальных структурно-геологических исследований не позволяют ни исключить данную гипотезу, ни присоединиться к ней.

Возникает также вопрос, почему в разрезе никак не отразилось столь значимое для рассматриваемой территории событие, как заложение и начало активной деятельности Магнитогорской островодужной системы? Для островных дуг характерны эксплозивные выбросы, которые способны распространять пирокластический материал на большие расстояния и в огромном количестве. Соответственно, можно было бы ожидать попадание пирокластического материала в граувакки верхней части мансуровской толщи и изменение их геохимического состава, чего не наблюдается. Однако заложение островодужной системы нельзя свести только лишь к проявлениям эксплозий. Оно должно было сопровождаться сейсмическими явлениями, изменениями рельефа и прочими факторами, влияющими на седиментационные процессы. В этой связи нельзя не коснуться второго из двух наиболее значимых горизонтов грубообломочных пород, представленного преимущественно гравийно-галечными и щебнево-дресвяными микститами (в районе точки 15-137).

Микститы обогащены обломками известняков и, в меньшей мере, кремней. К сожалению, нет данных о возрасте этих известняков. Тем не менее, само по себе наличие микститов, с нетипичным для мансуровской толщи составом, свидетельствует о перестройке внутри седиментационного бассейна, которая гипотетически может быть сопряжена с заложением или начальными этапами формирования Магнитогорской островодужной системы, как это предполагается для серпентинитовых обломочных образований в районе д. Байгускарово (Косарев и др., 2005), (?)эмсских кремневых брекчий у д. Сеиткулово (Фазлиахметов, 2018б) и эмсских микститов и брекчий с интракластами кремнисто-глинистых пород и известняков у д. Юлдашево (Фазлиахметов, Артюшкова, 2017).

Одной из основных целей проведенных исследований было получение и интерпретация геохимических данных, характеризующих полный разрез (?)силурийско-нижнедевонских отложений. В последующем планировалось использовать изученный разрез как эталон и привязать к нему по геохимическим данным разрезы разрозненных тектонических блоков, сложенных нижнедевонскими и, возможно, силурийскими отложениями. Данная цель достигнута лишь частично – стратотип мансуровской толщи охарактеризован полностью и детально, но граувакк, сопоставимых по геохимическому составу с граувакками ускульской толщи и некоторых разрезов ильтибановской толщи, не выявлено (рис. 12). Следовательно, на севере

Западно-Магнитогорской зоны тектонически совмещены отложения, соответствующие разным областям силурийско-раннедевонского седиментационного бассейна, но это – предмет последующих исследований.

Заключение

Полевые исследования, изучение петрографического и геохимического состава граувакк мансуровской толщи в стратотипическом разрезе позволили сделать следующее обобщение.

Мансуровская толща является самостоятельным стратиграфическим подразделением и включает в себя последовательность лито- и вулканокластических граувакк, обломочных разностей прочих гранулометрических классов, кремнисто-глинистых и кремнистых пород общей мощностью около 1000 м. Оснований для отнесения мансуровской толщи полностью или частично к ирендыкской свите нет.

Подошва мансуровской толщи проводится по кровле ордовикских кремнистых сланцев, обнаженных в западной части изученного разреза. Соотношение мансуровской толщи с ирендыкской свитой освещено недостаточным объемом фактических данных и требует дополнительного изучения.

Возраст мансуровской толщи – (?)силур–ранний девон – рассматривается как гипотетический, в связи с неоднозначным положением в разрезе силурийской фауны.

Состав граувакк мансуровской толщи монотонный. Он определяется зернами вулканитов преимущественно среднего и основного состава, кристаллокластами плагиоклаза и, в меньшей мере, пироксена. Обломки кислых вулканитов, кремней, кремнисто-глинистых пород, микрокварцитов и известняков в целом имеют подчиненное значение. Содержание обломков известняков и кремнисто-глинистых разностей существенно возрастает в единичных интервалах.

Отложения мансуровской толщи накапливались в глубоководной части бассейна. Обломочный материал является незрелым, не был подвержен рециклизации. Геохимические и петрографические особенноси граувакк соответствуют вулканитам энсиматической островной дуги и осадкам прилегающих к ней акваторий.

Финансирование

Исследования выполнены в рамках государственной бюджетной темы ИГ УФИЦ РАН №НИОКТР FMRS – 2025–0013 «Фанерозой Южного Урала и прилегающих территорий: стратиграфия, корреляция, палеонтология, основные события и геологические процессы» и темы государственного задания ИГГ УрО РАН (номер госрегистрации 123011800013-6).

Благодарности

За подробную демонстрацию разрезов нижнего девона севера Магнитогорской мегазоны в 2012–2013 годах, за многочисленные и плодотворные консультации авторы сердечно благодарны В.А. Маслову. Огромная признательность выражается О.В. Артюшковой за обсуждение вопросов стратиграфии и истории изучения нижнедевонских отложений, за ценные рекомендации и замечания к рукописи статьи. Нельзя не отметить оперативность и ответственность сотрудников аналитической группы ИГ УФИЦ РАН (руководитель С.В. Мичурин), выполнявших часть лабораторных исследований. Представленные нами результаты не были бы получены без отзывчивости и всесторонней помощи в проведении полевых работ и пробоподготовки, оказанной сотрудниками ИГ УФИЦ РАН Мунасипова И.М., Зайнуллина Р.И., Гилязова А.А., Тимуршина Н.И., Сафина И.Х., Атнагулова А.Ф. и Васильева А.М., которым авторы выражают свою искреннюю благодарность.

Литература

Анисимов И.С. (2012). Мансуровская толща: ее строение и положение в геологическом разрезе девона. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Материалы 9-й Межрегиональной научно-практической конференции.* Уфа: ДизайнПресс, с. 3–6.

Анисимов И.С., Сопко Л.Н., Ямаев Ф.А., Калташева И.И., Мухаметов И.Ш. (1978). Отчет по геологическому доизучению в масштабе 1:50000 объекта «Учалинская площадь». Том 1. Уфа. ТФГИ по республике Башкортостан, 416 с. Инв. № 10145.

Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных пород (1987). Ленинград: Недра, 132 с.

Белова А.А. (2011). Строение и условия формирования ранне–среднедевонских структурно-вещественных комплексов западной части Магнитогорской мегазоны и краевых аллохтонов Южного Урала. Дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 284 с.

Зайнуллин Р.И. (2018). Обстановки седиментации лохков-нижнеэмсских вулканокластических отложений Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*, (12), с. 104–113. https://doi.org/10.18799/24131830/2018/12/26

Зайнуллин Р.И. (2017). Состав и особенности формирования вулканокластических отложений нижнего девона Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. *Литосфера*, 17 (2), с. 78–94. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-2-078-094

Косарев А.М., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Серавкин И.Б., Холоднов В.В., Грабежев А.И. (2014). Новые данные о возрасте и геодинамической позиции медно-порфировых проявлений зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. *Доклады РАН. Науки о Земле*, 459(1), с. 62–66. DOI: 10.7868/S0869565214310193

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005). Петрологогеохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте. *Литосфера*, (4), с. 22–41.

Косарев. А.М. (2007). Умереннощелочной и щелочной вулканизм раннеэмсского времени на Южном Урале: геохимические особенности. *Литосфера*, (6), с. 54–70.

Коссовская А.Г., Тучкова М.И. (1988). К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород. *Литология и полез. ископаемые*, (2), с. 8–24.

Лучицкий И.В. (1971). Основы палеовулканологии. Т. 2. М.: Наука, 383 с.

Малеев Е.Ф. (1980). Вулканиты. М.: Недра, 240 с.

Маслов А.В. (2005). Осадочные породы: методы изучения и интерпретация полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 289 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. (2003). Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала). *Литология и полез. ископаемые*, (5), с. 502–525.

Маслов В.А. (1980) Девон восточного склона Урала. М.: Наука, 224 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2000). Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 140 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010). Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 288 с.

Мельничук О.Ю. (2018). Идентификация петротипов песчаников по литохимическому составу. *Литология и я. Материалы 3-й Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, с. 102–105.

Нестоянова О.А., Корень Т.Н. (1963). О новых находках лудлоских граптолитов на Южном Урале. *Доклады АН СССР*, 151(2), с. 407–410.

Петрографический кодекс России (2008). Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 208 с.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. (1976). Пески и песчаники. М.: Мир, 536 с.

Пучков В.Н. (2000). Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.

Рязанцев А.В. (2012). Ордовикские структурно-вещественные комплексы западной части Магнитогорской мегазоны и краевых аллохтонов Южного Урала: строение и обстановки формирования. Дис. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 311 с.

Садрисламов Б.М., Тамбовцев В.В., Бородина В.Л. (1964). Стратиграфия силурийских и девонских отложений зеленокаменного комплекса восточного склона Южного Урала. Отчет за 1960–64 гг. Уфа, ТФГИ пор Республике Башкортостан.

Стоу Д.А.В. (1990). Морские глубоководные терригенные отложения. *Обстановки осадконакопления и фации.* Т. 2. М.: Мир, с. 141–194.

Субрегиональная стратиграфическая схема девонских отложений восточного Урала. Лист 5 (1993). *Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой)* (Н.Я. Анцыгин, Б.А. Попов, Б.И. Чувашов). Екатеринбург, 1993.

Стратиграфический кодекс России (2019). Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 96 с.

Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала (1993). В.А. Маслов, В.А. Черкасов, В.Т. Тищенко, И.А. Смирнова, О.В. Артюшкова, В.В. Павлов. Уфа: УфНЦ РАН, 217 с.

Фазлиахметов А.М. (2021). Средне-верхнедевонские песчаники Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, 163(1), с. 88–114. DOI: 10.26907/2542-064X.2021.1.88-114.

Фазлиахметов А.М. (2019). Геохимические особенности силурийско-нижнедевонских кремнисто-тонкообломочных пород разреза у д. Мансурово (Западно-Магнитогорская зона, Ю. Урал). *Геология. Известия наук о Земле и природных ресурсов АН РБ*, (26), с. 37–43.

Фазлиахметов А.М. (2018а). Литогеохимические особенности и условия формирования силурийско-раннедевонских вулканокластических песчаников разреза у деревни Мансурово (Западно-Магнитогорская зона, Южный Урал). *Вестник Академии наук РБ*, 27(4), с. 89–97. http://doi.org/10.24411/1728-5283-2019-10106.

Фазлиахметов А.М. (2014). О связи геохимических индикаторных отношений и гранулометрического состава песчаников на примере диаграмм Бхатии-Крука. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Материалы и доклады Десятой Межрегиональной научно-практической конференции*. Уфа: ДизайнПресс, с. 162–163.

Фазлиахметов А.М. (2018б). Раннеэмсские (?) кремневые песчаники и брекчии района деревни Сеиткулово. *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Сборник статей. 12-я Межрегиональная научно-практическая конференция.* СПб: Своё издательство, с. 169–173.

Фазлиахметов А.М. (2020). Франские граувакки Худолазовской мульды. Сообщение 1. Краткая характеристика отложений. *Геологический вестник*, (2), с. 3–21. http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-1.

Фазлиахметов А.М., Артюшкова О.В. (2017). Новые данные о нижнедевонских отложениях района деревни Юлдашево (север Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала). *Геологический сборник № 14. Информационные материалы*. СПб: Свое издательство, с. 12–24. http://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-2-4

Фролова Т.И., Рудник Г.Б. и др. (1963). Отчет о геолого-съемочных и картосоставительских работах. Екатеринбург, ТФГИ по Уральскому федеральному округу.

Хворова И.В. (1980). Вулканизм и осадкообразование. *Литология в исследованиях геологического института АН СССР*. М.: Наука, с. 9–55.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. (2003). Соотношение силурийских и девонских (ирендыкских) пород в разрезе «Мансурово». *Геологический сборник № 3. Информационные материалы.* Уфа: ИГ УНЦ РАН, с. 51–52.

Швецов М.С. (1948). Петрография осадочных пород. М., 416 с.

Шутов В.Д. (1967). Классификация песчаников. *Литология и полез. ископаемые*, (5), с. 86–103.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000). Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.

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

Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic settings discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol*, 92, pp. 181–193. https://doi.org/10.1007/BF00375292

Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. (2007). Geochemistry and pethrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Appenines): From sourse areas to configuration of margins. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 420, pp. 73–93. https://doi.org/10.1130/2006.2420(06)

Condie K.C. Wronkiewicz D.J. (1990). The Cr/Th ratio in precembrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97, pp. 256–267. https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90046-Z

Cullers R.L. (2002). Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, 191(4), pp. 305–327. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X

Floyd P.A., Leverige B.E. (1987). Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones (England). *J. Geol. Soc.*, 144, pp. 531–542. https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531

Herron M.M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.*, 58, pp. 820–829. https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D

Langmiur C.H., Vocke R.D., Hanson G.H., Hart S.R. (1978). A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planet Sci. Let.*, 37, pp. 380–392. https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90053-5

McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Processes controlling the composition of clastic sediments. Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 284. pp. 21–40. http://dx.doi.org/10.1130/SPE284-p21

Roser B.D., Korsch R.J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determinated using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, 67, pp. 119–139. https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1

Sun S.S., McDonough W.F. (1989). Chemical and systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. P.*, 42, pp. 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. (2013). New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem. Geol.*, 355, pp. 117–133. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.07.014

Winchester J.A., Floyd P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, pp. 325–343. https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2

Сведения об авторах

Александр Маратович Фазлиахметов – кандидат геол.-минерал. наук, главный геолог ООО НПЦ «Геостра» (группа компаний АО «Башнефтегеофизика»); старший научный сотрудник Лаборатории стратиграфии палеозоя, Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН

Россия, 450005, Уфа, ул. 8 Марта, д. 12

e-mail: famrb@mail.ru

Олег Юрьевич Мельничук – кандидат геол.-минерал. наук, научный сотрудник Лаборатории литологии, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН

Россия, 620010, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

e-mail: o.u.melnichuk@gmail.com

Венера Фаизовна Юлдашбаева – младший научный сотрудник аналитической группы, Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН

Россия, 450077, Уфа, ул. Карла Маркса 16/2

e-mail: venera-tashbulatova@mail.ru

Статья поступила в редакцию 17.07.2024;
Принята к публикации 14.12.2024; Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

The Mansurovo Formation of the West Magnitogorsk Zone in the Southern Urals: Stratigraphy, Composition and Sedimentary Environments

A.M. Fazliakhmetov[1,2], O.Ju. Melnichuk[3], V.F. Juldashbaeva[1]

[1]Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

[2]Geostra LLC, Ufa, Russian Federation

[3]Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg, Russian Federation

Corresponding author: Alexander M. Fazliakhmetov, e-mail: fambr@mail.ru

Abstract. Research subject. Mansurovo formation (the (?)Silurian–Lower Devonian) in the Western Magnitogorsk zone of the Southern Urals, outcropped in the same-name village vicinity. Aim. Clarification of the stratigraphy of the Mansurovo formation, detailing the composition and genesis of the litho- and volcaniclastic greywackes. Materials and methods. The geochemical and petrographic composition of the Lower and Middle Devonian sediments in the north of the West Magnitogorsk zone was studied using 122 samples analyzed by ICP-MS and XRF methods. Of these, 50 samples are greywackes of the Mansurovo formations. The composition of the provenance and the sedimentary environments of greywackes were studied based on the ratio of minor and major elements and the description of thin sections. Features of stratigraphy are considered on the basis of published and stock biostratigraphic data and a comparative analysis of the geochemical composition of greywackes. Results. The paleontological data accumulated to date are insufficient for confident dating of the Mansurovo Formation. Its age is conventionally assumed to be Silurian–Early Devonian. The ratios of minor elements in greywackes indicate the predominance of volcanogenic rocks of intermediate and basic composition in the provenance, which have geochemical characteristics of the formations of oceanic island arcs. The grain in graywackes is dominated by plagioclase and pyroxene porphyrites, crystalloclastics of pyroxenes and plagioclases. Of subordinate importance are grains of acidic volcanics, limestones, flints and siliceous-clayey rocks, microquartzites. The greywackes of the Mansurovo formation have a consistent composition and differ markedly in the ratio of certain elements from the tephrogenic rocks of the Irendyk formation, the Uskul formation and the greywackes of some sections of the Iltibanovo formation. Conclusions. The Mansurovo formation is an independent stratigraphic unit and cannot be combined with the Irendyk formation. A detailed clarification of the age of the Mansurov strata is required. Only after this can it be used as a standard for comparing and linking tectonically separated blocks of the Lower Devonian and (?) Silurian deposits.

Keywords: greywackes, volcaniclastic deposits, flysch, turbidites, the Silurian, the Lower Devonian, the Magnitogorsk megazone, Southern Urals

Acknowledgements

For a detailed demonstration of the Lower Devonian sections of the northern Magnitogorsk megazone in 2012–2013, and for numerous and useful consultations, the authors are sincerely grateful to V.A. Maslov. Great gratitude is expressed to O.V. Artyushkova for discussing issues of stratigraphy and the history of the study of Lower Devonian deposits, for valuable recommendations and comments on the manuscript of the article. It is impossible not to note the efficiency and responsibility of the staff of the analytical group of the IG UFRC RAS (head S.V. Michurin), who carried out part of the laboratory research. The results we presented would not have been obtained without the responsiveness and comprehensive assistance in conducting field work and sample preparation provided by the staff of the IG UFRC RAS Munasipov I.M., Zainullin R.I., Gilyazov A.A., Timurshin N.I., Safin I.Kh., Atnagulov A.F. and Vasiliev A.M., to whom the authors express their sincere gratitude.

The research was carried out in accordance with framework of the state budget theme of the Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences No. FMRS - 2025-0013 “Phanerozoic of the Southern Urals and Adjacent Territories: Stratigraphy, Correlation, Paleontology, Main Events and Geological Processes” and the State Contract No. 123011800013-6 of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS.

Recommended citation: Fazliakhmetov A.M., Melnichuk O.Ju., Juldashbaev V.F. (2025). The Mansurovo Formation of the West Magnitogorsk Zone in the Southern Urals: Stratigraphy, Composition and Sedimentary Environments. *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 81–100. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.1

References

Anisimov I.S. (2012). Mansurovskaya strata: structure and position in the geological section of the Devonian. Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories. Proceedings of the 9th Interregional scientific-practical conference. Ufa: DizainPress, pp. 3–6. (In Russ.)

Anisimov I.S., Sopko L.N., Yamaev F.A., Kaltasheva I.I., Mukhametov I.Sh. (1978). Report on additional geological study at a scale of 1:50,000 of the Uchalinskaya Square object. Volume 1. Ufa: TFGI Republic of Bashkortostan, 416 p. (In Russ.)

Atlas of textures and structures of volcanogenic-sedimentary rocks (1987). Leningrad: Nedra, 132 p. (In Russ.)

Belova A.A. (2011). Structure and conditions of formation of early-middle Devonian structural-material complexes of the western part of the Magnitogorsk megazone and marginal allochthons of the Southern Urals. Cand. Geol.-Min. Sci. Diss. Moscow: MSU, 284 p. (In Russ.)

Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic settings discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol*, 92, pp. 181–193. https://doi.org/10.1007/BF00375292

Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. (2007). Geochemistry and pethrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica

and Northern Appenines): From sourse areas to configuration of margins. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 420, pp. 73–93. https://doi.org/10.1130/2006.2420(06)

Chibrikova E.V., Olli V.A. (2003). Relationship between Silurian and Devonian (Irendyk) rocks in the Mansurovo section. *Geologicheskii sbornik No. 3*. Ufa: IG UNTs RAN, pp. 51–52. (In Russ.)

Condie K.C. Wronkiewicz D.J. (1990). The Cr/Th ratio in precembrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97, pp. 256–267. https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90046-Z

Cullers R.L. (2002). Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chem. Geol.*, 191(4), pp. 305–327. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X

Fazliakhmetov A.M. (2014). On the relationship between geochemical indicator ratios and granulometric composition of sandstones using the Bhatia-Krook diagrams as an example. *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories: Proc. Tenth Interregional Scientific and Practical Conference*. Ufa: DizainPress, pp. 162–163. (In Russ.)

Fazliakhmetov A.M. (2018a). Lithogeochemical features and sedimentary Environments of the silurian-early Devonian Volcaniclastic sandstones in the vicinity of Mansurovo village (West-Magnitogorsk zone, South Urals). *Vestnik Akademii nauk RB*, 27(4), pp. 89–97. (In Russ.) http://doi.org/10.24411/1728-5283-2019-10106

Fazliakhmetov A.M. (2018b). Early Emsian (?) chert sandstones and breccias of the Seitkulovo village area. *Geology, mineral resources and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories: Proc. 12th Interregional scientific and practical conference*. St. Petersburg: Svoye Publishing House, pp. 169–173. (In Russ.)

Fazliakhmetov A.M. (2019). Geochemical features of Silurian-Lower Devonian siliceous-fine-clastic rocks of the section near the village of Mansurovo (West Magnitogorsk zone, South Urals). *Geologiya. Izvestiya nauk o Zemle i prirodnykh resursov AN RB*, (26), pp. 37–43. (In Russ.)

Fazliakhmetov A.M. (2020). Frasnian graywackes of the Khudolazovskaya trough. Message 1. Brief characteristics of deposits. *Geologicheskii vestnik*, (2), pp. 3–21. (In Russ.) http://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-1

Fazliakhmetov A.M., Artyushkova O.V. (2017). New data on the Lower Devonian deposits of the area of the village of Yuldashevo (north of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals). *Geologicheskii sbornik No. 14*. SPb: Svoe izdatel'stvo, pp. 12–24. (In Russ.) http://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-2-4

Fazliakhmetov A.M. (2021). The Middle-Upper Devonian sandstones of the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals. *Uchen. zap. Kazan. un-ta. Ser. Estestv. nauki*, 163(1), pp. 88–114. (In Russ.) doi: 10.26907/2542-064X.2021.1.88-114

Floyd P.A., Leverige B.E. (1987). Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones (England). *J. Geol. Soc.*, 144, pp. 531–542. https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531

Frolova T.I., Rudnik G.B. et al. (1963). Report on geological survey and cartographic work. Ekaterinburg, TFGI for the Ural Federal District.

Herron M.M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.*, 58, pp. 820–829. https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D

Khvorova I.V. (1980). Volcanism and sedimentation. *Lithology in the studies of the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences*. Moscow: Nauka, pp. 9–55. (In Russ.)

Kosarev A.M. (2007). Moderately alkaline and alkaline volcanism of the Early Emsian time in the Southern Urals: geochemical features. *Litosfera = Lithosphere*, (6), pp. 54–70. (In Russ.)

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Ronkin Yu.L., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhev A.I. (2014). New data on the age and geodynamic position of porphyry copper manifestations in the Main Ural Fault zone in the Southern Urals. *Doklady RAS. Earth Sciences*, 459(1), pp. 62–66. (In Russ.) DOI: 10.7868/S0869565214310193

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B. (2005). Petrological and geochemical features of the Early Devonian-Eifelian island-arc volcanics of the Magnitogorsk zone in a geodynamic context. *Litosfera = Lithosphere,* (4), pp. 22–41. (In Russ.)

Kossovskaya A.G., Tuchkova M.I. (1988). On the problem of mineralogical and petrochemical classification and genesis of sandy rocks. *Litologiya i polez. iskopaemye = Lithology and mineral resources*, (2), pp. 8–24. (In Russ.)

Langmiur C.H., Vocke R.D., Hanson G.H., Hart S.R. (1978). A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planet Sci. Let.*, 37, pp. 380–392. https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90053-5

Luchitskii I.V. (1971). Fundamentals of paleovolcanology. Vol. 2. Moscow: Nauka, 383 p. (In Russ.)

Maleev E.F. (1980). Volcanites. Moscow: Nedra, 240 p. (In Russ.)

Maslov A.V. (2005). Sedimentary rocks: methods of study and interpretation of the obtained data. Ekaterinburg: UGGU, 289 p. (In Russ.)

Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z. (2003). Lithological, lithochemical and geochemical indicators of paleoclimate (on the example of the Riphean of the Southern Urals). *Litologiya i polez. iskopaemye = Lithology and minerals*, (5), pp. 502–525. (In Russ.)

Maslov V.A. (1980). Devonian of the eastern slope of the Urals. Moscow: Nauka, 224 p. (In Russ.)

Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2000). Stratigraphy of Paleozoic formations of the Uchalinsky district of Bashkiria. Ufa: IG UNTs RAN, 140 p. (In Russ.)

Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010). Stratigraphy and correlation of Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Ufa: DizainPoligrafServis, 288 p. (In Russ.)

McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Processes controlling the composition of clastic sediments. Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 284. pp. 21–40. http://dx.doi.org/10.1130/SPE284-p21

Mel'nichuk O.Yu. (2018). Identification of sandstone petrotypes by lithochemical composition. *Lithology and I. Proceedings of the 3rd All-Russian School of Students, Postgraduates, Young Scientists and Specialists in Lithology*. Ekaterinburg: IGG UrO RAN, pp. 102–105. (In Russ.)

Nestoyanova O.A., Koren' T.N. (1963). On new finds of Ludlo graptolites in the Southern Urals. *Doklady AN SSSR*, 151(2), pp. 407–410. (In Russ.)

Petrographic Code of Russia (2008). St. Petersburg: VSEGEI, 208 p. (In Russ.)

Pettidzhon F., Potter P., Siver R. (1976). Sands and sandstones. Moscow: Mir, 536 p. (In Russ.)

Puchkov V.N. (2000). Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Ufa: Dauriya, 146 p. (In Russ.)

Roser B.D., Korsch R.J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determinated using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, 67, pp. 119–139. https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1

Ryazantsev A.V. (2012). Ordovician structural-material complexes of the western part of the Magnitogorsk megazone and marginal allochthons of the Southern Urals: structure and formation conditions. Cand. geol.-min. Sci. Diss. Moscow: GIN RAN, 311 p. (In Russ.)

Sadrislamov B.M., Tambovtsev V.V., Borodina V.L. (1964). Stratigraphy of Silurian and Devonian deposits of the greenstone complex of the eastern slope of the Southern Urals. Report for 1960–64. Ufa, TFGI for the Republic of Bashkortostan. (In Russ.)

Shutov V.D. (1967). Classification of sandstones. *Litologiya i polez. Iskopaemye = Lithology and mineral resources*, (5), pp. 86–103. (In Russ.)

Shvetsov M.S. (1948). Petrography of sedimentary rocks. Moscow, 416 p. (In Russ.)

Stou D.A.V. (1990). Deep-sea marine terrigenous deposits. Sedimentation settings and facies. Vol. 2. Moscow: Mir, pp. 141–194. (In Russ.)

Stratigraphic Code of Russia (2019). St. Petersburg: VSEGEI, 96 p. (In Russ.)

Stratigraphy and correlation of Middle Paleozoic volcanogenic complexes of the main copper-pyrite regions of the Southern Urals (1993). V.A. Maslov, V.A. Cherkasov, V.T. Tishchenko, I.A. Smirnova, O.V. Artyushkova, V.V. Pavlov. Ufa: Ufa Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 217 p. (In Russ.)

Subregional stratigraphic scheme of Devonian deposits of the eastern Urals (1993). Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). N.Ya. Antsygin, B.A. Popov, B.I. Chuvashov. Ekaterinburg. (In Russ.)

Sun S.S., McDonough W.F. (1989). Chemical and systematic of oceanic basalts: implication for mantle compositions and processes. *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. P.*, 42, pp. 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. (2013). New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem. Geol.*, 355, pp. 117–133. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.07.014

Winchester J.A., Floyd P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, pp. 325–343. https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000).Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg: Nauka, 479 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011). Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry). Syktyvkar: Geoprint, 742 p. (In Russ.)

Zainullin R.I. (2017). Composition and formation features of Lower Devonian volcaniclastic deposits in the West Magnitogorsk zone of the Southern Urals. *Litosfera = Lithosphere*, 17 (2), pp. 78–94. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2017-2-078-094

Zainullin R.I. (2018). Sedimentation of lochkovian lower emsian volcanoklastic deposits of the West Magnitogorsk zone of the South Ural. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University, (12), pp. 104–113. (In Russ.) https://doi.org/10.18799/24131830/2018/12/26

About the Authors

Alexander M. Fazliakhmetov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), chief geologist of Geostra LLC; senior researcher at the Laboratory of Paleozoic Stratigraphy, Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences

12 March 8 st., Ufa, 450005, Russian Federation

e-mail: famrb@mail.ru

Oleg Y. Melnichuk – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), researcher at the Lithology Laboratory, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620010, Russian Federation

e-mail: o.u.melnichuk@gmail.com

Venera F. Yuldashbaeva – Junior Researcher of the Analytical Group, Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences

16/2 Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation

e-mail: venera-tashbulatova@mail.ru

Manuscript received 17 July 2024;
Accepted 14 December 2024;
Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georс.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.4

УДК 568.163.3+549.905.1+546.65+546.791

Особенности аутигенной минерализации и геохимических процессов фоссилизации позвонков морских рептилий (оксфорд-киммеридж Республики Татарстан)

М.С. Глухов[1,2,3], О.П. Шиловский[2], А.Р. Гайнанова[2,4], А.И. Муллакаев[2]*

[1]Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

[2]Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

[3]Самаркандский государственный университет им. Шарофа Рашидова, Самарканд, Узбекистан

[4]Институт «ТатНИПИнефть» ПАО «Татнефть» им. В.Д. Шашина, Альметьевск, Россия

Проведены исследования последовательности и условий аутигенного минералообразования в ископаемой костной ткани, а также химического состава и геохимических особенностей процессов фоссилизации позвонков морских рептилий, обнаруженных в нерасчлененных верхнеюрских глинистых отложениях правобережья реки Волги (Тетюшский район, Республика Татарстан). С помощью использованного комплекса оптико-микроскопических, электронно-микроскопических и спектральных методов установлен следующий набор аутигенных минералов, слагающих костные останки: фтор-гидроксилапатит, пирит, барит, гипс, ангидрит, сидерит, кальцит, гематит, гетит, лепидокрокит, кварц и альбит. Морфология, структурно-анатомические особенности строения, минеральный состав и примеси химических элементов в фоссилизированных позвонках позволили установить, что осадконакопление происходило в аноксидной обстановке на дне Среднерусского моря. Механизмами минерализации являлись как биогенные (деятельность сульфатредуцирующих бактерий), так и хемогенные процессы (деятельность сипов), с преобладанием последних. Последовательность стадий минералообразования охватывает ранний и поздний диагенез, катагенез и эпигенез (зона гипергенеза). Положительные аномалии Ce (1,25–1,42) указывают на прибрежно-морскую обстановку процессов осадконакопления в Среднерусском море. Установленные содержания редкоземельных элементов и урана являются весьма привлекательными в контексте дальнейших оценочных исследований костеносных отложений оксфорд-киммериджской толщи глин.

Ключевые слова: морские рептилии, оксфорд-киммериджская толща глин, аутигенная минерализация, сульфиды, сульфаты, карбонаты, редкоземельные элементы, уран

Для цитирования: Глухов М.С., Шиловский О.П., Гайнанова А.Р., Муллакаев А.И. (2025). Особенности аутигенной минерализации и геохимических процессов фоссилизации позвонков морских рептилий (оксфорд-киммеридж Республики Татарстан). *Георесурсы,* 27(1), с. 101–113. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.4

Введение

В мезозойских отложениях Восточно-Европейской платформы обнаруживают весьма интересные локальные рудопроявления, представленные не только конкреционными пиритизированными формами различной морфологии, но и продуктами пиритизации по различным органическим остаткам (Гайнанова, Шиловский, 2022; Гайнанова и др., 2024; Глухов и др., 2023; Королев и др., 2010; Мальков и др., 2004; Николаева и др., 2014; Шиловский, Хасанов, 2020). Последние могут быть представлены высшими растениями (Шиловский, Хасанов, 2020), строматолитами (Королев и др., 2010; Малёнкина, 2017), раковинами головоногих, брюхоногих и двустворчатых моллюсков (Королев и др., 2010), а также фрагментами скелетов морских рептилий (Мальков и др., 2004; Гайнанова, Шиловский, 2022; Глухов и др., 2023). Местонахождения с такой тафономией редки, что обуславливает возросший интерес к их изучению особенно в последние годы (Шарков, 2014, 2015; Чернышов и др., 2012). Исследователей привлекают не только вопросы палеореконструкций геологического прошлого (Шатров, Войцеховский, 2009), изучение фоссилизации и минералообразования, но, как оказалось, интерес связан и с повышенным количеством содержащихся в органических остатках U, Th и редкоземельных элементов (РЗЭ) (Мальков и др., 2004; Шарков, 2002, 2015; Кудрявцева, Кудрявцев, 2003; Савельева и др., 2019). Содержания лантаноидов, по мнению (Шатров, Войцеховский, 2009), могут быть использованы для реконструкций обстановок

* Ответственный автор: Михаил Сергеевич Глухов
e-mail: Gluhov@igg.uran.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

осадкообразования в фанерозое, а содержание U, а также Pb, Rb, Sr в биогенных фосфатах является основой для их использования в качестве перспективного геохронометра (Мальков и др., 2004). Однако в отношении последнего утверждения следует учитывать, что даже при использовании современного арсенала методов, решение геохронометрических задач с помощью данного материала в настоящее время является вопросом неоднозначным и достаточно сложным. Для геологов особо привлекательным направлением в таких исследованиях является открытие уникальных ураново-редкометалльных месторождений, обнаруженных в недалеком прошлом (Шарков, 2002, 2014, 2015). Эти экзотические стратиформные месторождения представлены костеносными пластами с находками ихтиофауны, такие имеются в вулканогенно-осадочных толщах верхнего олигоцена (в Казахстане и Калмыкии) (Шарков, 2014, 2015; Тюленева и др., 2014) и карбонатно-глинистых и песчано-глинистых породах верхнего девона Курской магнитной аномалии (Чернышов и др., 2012). Обзор подобных исследований выявил, что уран-редкоземельные элементы обнаружены не только у морских обитателей, но и у динозавров, чьи костные остатки обнаружены в верхнемеловых отложениях (Кудрявцева, Кудрявцев, 2003). В рассмотренных работах среди возможных источников обогащения костеносных горизонтов ураном и редкоземельными элементами авторами рассматривается гидротермальный или наземный латеритно-коровый источник (Мальков и др., 2004; Шарков, 2014, 2015; Чернышов и др., 2012).

Целью настоящей работы является изучение ископаемой костной ткани позвонков морских рептилий, её изменений в процессе фоссилизации и особенностей аутигенной минерализации.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи: определить минеральный состав и минеральные формы ископаемой костной ткани, изучить последовательность и условия аутигенного минералообразования, а также химический состав и геохимические особенности процессов фоссилизации позвонков морских рептилий.

Материалы и методы

Объектами нашего исследования явились фрагменты четырех образцов позвонков морских рептилий №№ 1БГ, 2БГ, 2СР, 3МЛ (рис. 1), которые были собраны на небольшом участке (около 100 м^2) обнажения правого берега р. Волги (рис. 2), в районе с. Большие Тарханы (Республика Татарстан), расположенного между населенными пунктами Тетюши (Республика Татарстан) и Ундоры (Ульяновская область), в нерасчлененных терригенных верхнеюрских отложениях (оксфорд-киммеридж). Отложения представлены серыми известково-чешуйчатыми глинами, мощностью порядка 6 м, залегающими с размывом на мергелях верхнего келловея (Костылева, Митта, 2011; Митта и др., 2014; Королев и др., 2010; Николаева и др., 2014).

Полевые сборы и исследование геологического материала проводились в период с 2009 по 2012 гг. В течение обозначенного времени несколько раз наблюдался низкий уровень воды в реке Волга, который создал благоприятную обстановку и являлся необходимым условием для успешного проведения поисковых работ. Собранный

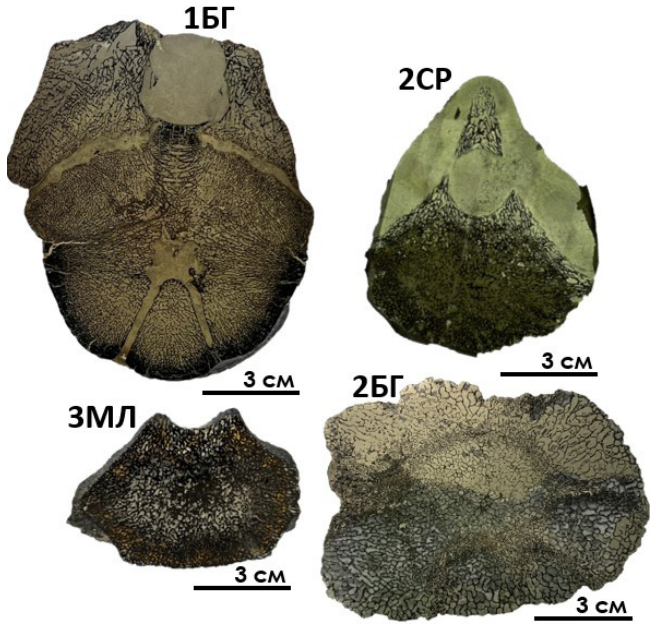


Рис. 1. Фрагменты позвонков морских рептилий. Срезы по фронтальной плоскости

материал изучался в течение нескольких лет, до 2024 года включительно (Гайнанова, Шиловский, 2022; Глухов и др., 2023). В настоящей работе приведены неопубликованные результаты, полученные ранее, и новые данные.

Исследование включало следующий набор методов.

1) Для первичного изучения строения костной ткани, а также морфологии минеральных агрегатов, заполнивших пустотное пространство позвонков, использовалась оптическая микроскопия (бинокулярный микроскоп ЛОМО МСП-1, Россия).

2) Для изучения минерального состава из всех образцов были изготовлены аншлифы, а из 2СР и 3МЛ – шлифы, которые были изучены с помощью поляризационного микроскопа Axio imager A2m (Carl Zeiss, Германия).

3) Дополнительно определялся минеральный состав микрокристаллических минеральных агрегатов при помощи рамановской спектроскопии (рамановский конфокальный микроскоп inViaQontor (Renishaw, Великобритания), рамановские спектры возбуждались твердотельным Nd:YAG лазером (532 нм, объектив 20×). Полученные спектры идентифицировались с помощью встроенной спектральной базы данных «Renishaw's Inorganic Materials and Minerals spectral database», а также с помощью программного продукта CrystalSleuth, который предоставляет возможность сравнить полученные спектры с базой данных RRUFF. База RRUFF, размещенная в сети Интернет, находится в свободном доступе и содержит полный набор высококачественных спектральных данных по хорошо охарактеризованным минералам (Downs, 2006). Измерения проводились инженером А.Р. Сафиуллиной.

4) Химический состав поверхности аншлифов установлен при помощи рентгенфлуоресцентного анализа с построением элементных карт (микрорентгенофлуоресцентный спектрометр M4 Tornado Bruker, Великобритания, напряжение 50 kV, сила тока 600 μA, разрешение пикселя 26 мкм). Измерения проводились инженером Р.Н. Музафаровым.

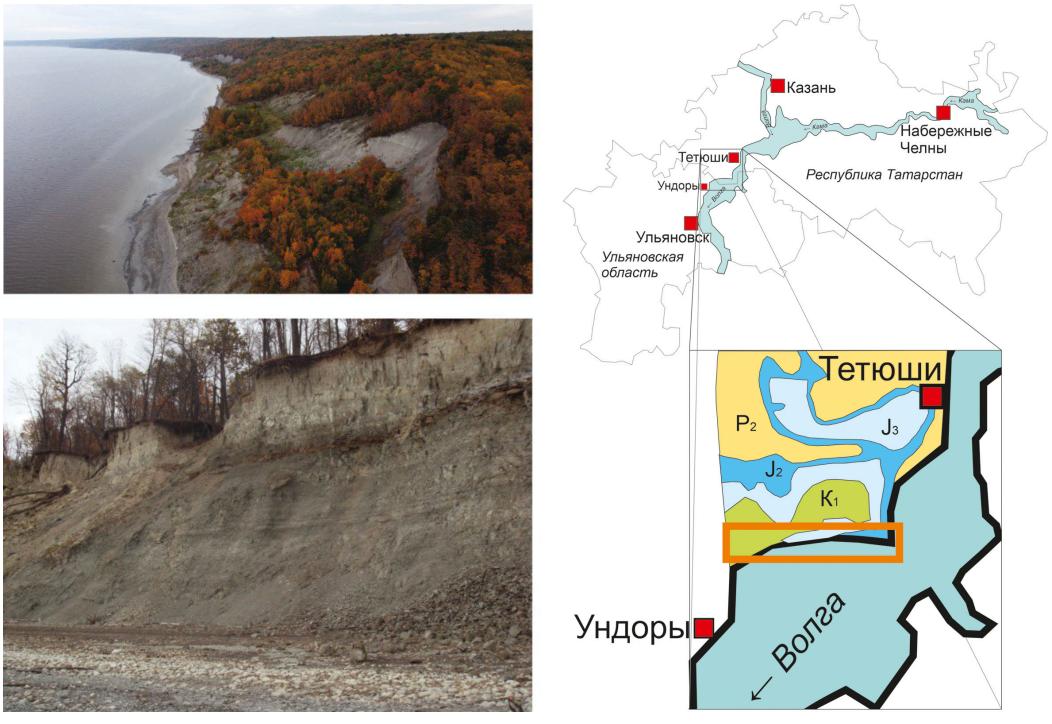


Рис. 2. Место сбора образцов (оранжевый прямоугольник)

5) Для детального исследования морфологии и химического состава микрокристаллических минеральных агрегатов из образцов изготавливались свежие сколы, которые изучались с помощью сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионной спектроскопии (сканирующий электронный микроскоп Phillips XL-30, оснащенный энергодисперсионным спектрометром ESEM, Нидерланды). Исследования проводились при ускоряющем напряжении 20 КэВ, при глубине зондирования в 1 мкм и точности измерений – 0,1–1% (инженер Б.М. Галиуллин).

6) Валовый минеральный состав определен методом рентгенографической дифрактометрии (рентгеновский дифрактометр SHIMADZU XRG-7000S, Япония) из образцов были изготовлены навески порошковых проб (5–10 г). Режим съемки: фильтрованное Cu Kα излучение, скорость съемки 1°/мин, напряжение 40kV, сила тока 30 mA. Измерения проводились инженером 1 категории Г.М. Ескиной.

7) Для изучения валового элементного состава применялась масс-спектрометрия (масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc Thermo Fisher Scientific, США), для измерений из образцов подготавливались навески порошковых проб (100 мг). Оператор – младший научный сотрудник К.Р. Миннебаев.

Все измерения проводились в лабораториях Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета при непосредственном участии авторов.

Дополнительные измерения валового минерального состава для образца 2БГ проведены с применением полуколичественного рентгенофазового анализа, в порошковых пробах (навеска 5–10 г) на рентгеновском дифрактометре XRD-7000 (Япония) с использованием программного обеспечения Siroguant. Выбор режима съемки аналогичный вышеприведенному. Измерения проводились в Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН младшим научным сотрудником А.Д. Рянской.

Измерения на фотографиях сколов, шлифов, аншлифов проведены с применением программы ImageJ.

Результаты

Макроскопическое описание

В результате макроскопических наблюдений полированной и не полированной поверхности позвонков установлен следующий ряд минералов: пирит – содержится в позвоночном канале образца 2СР и 2БГ, в межтрабекулярном пространстве губчатой костной ткани 2СР, 2БГ, 3МЛ, в виде прожилков в трещинах образца 1БГ; карбонаты (сидерит и кальцит) – в межтрабекулярном пространстве губчатой костной ткани и прожилках, реагируют с соляной кислотой; барит – щетка на поверхности позвонка 3 МЛ; желтые охры лимонита – по трещинам в образцах 1БГ и 2БГ, в межтрабекулярном пространстве губчатой костной ткани образца 3 МЛ (рис. 1).

Оптическая микроскопия

Использование бинокулярного микроскопа позволило рассмотреть формы кристаллов пирита, которые в разных частях позвонка отличаются (рис. 3а–в).

В межтрабекулярном пространстве губчатой костной ткани агрегаты пирита (до 63 мкм) образуют кайму (рис. 3а, б). В некоторых случаях обнаруживаются октаэдры или пентагондодекаэдры пирита, прикрепленные к стенкам трабекул губчатой костной ткани, реже – кубические формы (рис. 3а, б).

На поверхности образцов 2СР и 2БГ агрегаты пирита в позвоночном канале и вне позвоночного канала представляют собой микрокристаллическую массу, в которой иногда различимы кубы {100} со сторонами 100–250 мкм (рис. 3в).

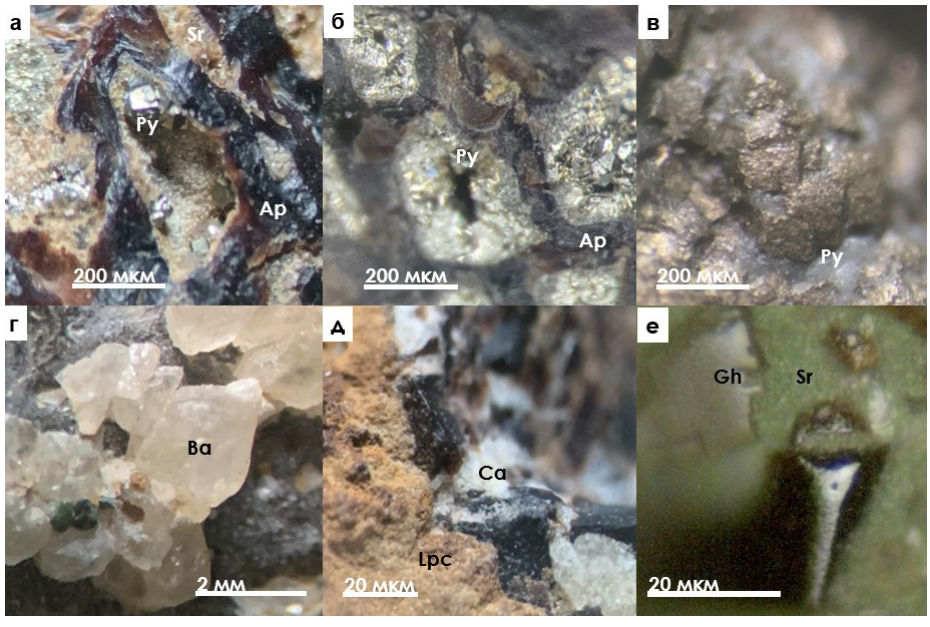


Рис. 3. Минерализация костной ткани позвонков морских рептилий: а–в – скол образца 2СР; г – поверхность образца 3МЛ; д – скол образца 1БГ; е – трещина образца 1БГ. Py – пирит, Sr – сидерит, Ap – апатит; Lpc – лепидокрокит, Ba – барит, Ca – кальцит, Gh – гетит.

Сидерит заполняет межтрабекулярное пространство губчатой костной ткани неравномерно: наблюдаются участки как полного заполнения, так и образования микрокристаллических агрегатов сидерита в виде щеточек (рис. 3а, е), которые крепятся к стенкам трабекул, образуя, таким образом, неполное заполнение.

Минеральные агрегаты барита (рис. 3г), при увеличении, представлены таблитчатыми кристаллами с гранями до 2 мм.

Гипергенная минерализация представлена микрозернистыми массами лепидокрокита (рис. 3д) и псевдоморфозами гетита по пириту (рис. 3е).

Исследование образцов позвонков в шлифах и аншлифах (рис. 4) при помощи поляризационного микроскопа позволило обнаружить, что угловатые отдельные зерна кварца (50–250 мкм) обнаруживаются не только в пирите

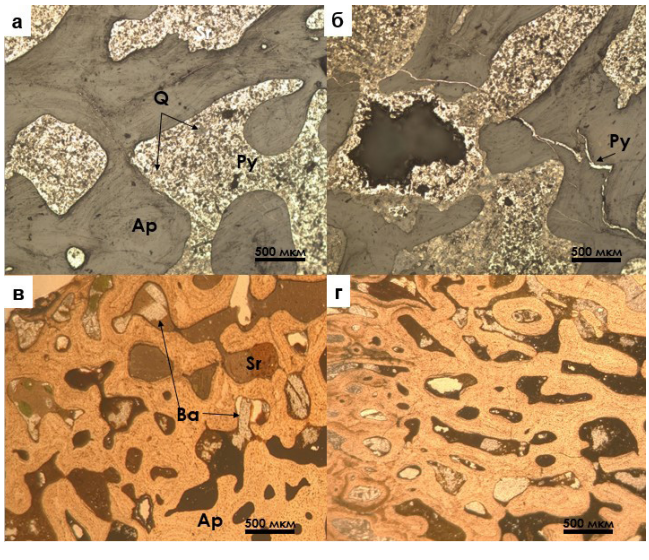


Рис. 4. Минерализация костной ткани позвонков морских рептилий: а, б – аншлиф образца 2СР; в, г – шлиф образца 3МЛ. Q – кварц, Ap – апатит, Py – пирит, Ba – барит, Sr – сидерит.

позвоночного канала образца 2СР (Глухов и др., 2023), но и в пирите, заполняющем межтрабекулярное пространство (рис. 4а). Также отмечено, что пирит выполняет не только макроскопические трещины, но и микротрещины окаменевшей костной ткани, которая представлена апатитом (рис. 4а, в). Сидеритом заполнены полости губчатой костной ткани (рис. 4в, г). В шлифе образца 3МЛ в губчатой костной ткани обнаруживаются прозрачные вытянутые кристаллы барита длиной 80–640 мкм.

Рамановская спектроскопия

Минеральный состав фрагментов костей, определенный с помощью оптической микроскопии, подтвержден рамановскими спектрами (рис. 5, 6).

Особенности топологии поверхности, в некоторых случаях, обуславливают наличие сложных суперпозиционных спектров. Так, например, на спектрах кварцевых зерен, расположенных в пиритовом матриксе образца 2СР (рис. 5), прослеживаются линии пирита с характерными рамановскими сдвигами 342 и 379 $см^{-1}$, а также на спектрах гетита (рис. 6) в образце 1БГ.

Подтверждено наличие пирита (рис. 5, 6) во всех образцах; гетита и гематита (рис. 6) в образцах 1БГ, 2БГ и 3МЛ; барита (рис. 5) в образце 3МЛ; кальцита (рис. 5) в образце 2БГ и 3МЛ; кварца (рис. 5) в образце 2СР.

Рентгенфлуоресцентный анализ (микро-РФА)

Выбор участков для элементного картирования поверхности фрагментов позвонков методом микро-РФА определен необходимостью представления имеющегося разнообразия элементного и минерального состава фоссилизированной костной ткани.

Общими результатами для каждого образца являются (рис. 7–10): сходное распределение химических элементов Ca и P, являющихся составными компонентами биоапатита, Ca и P отчетливо повторяют строение костной ткани во всех образцах; распределение Sr в образцах аналогично распределению Ca и P; распределение Mn

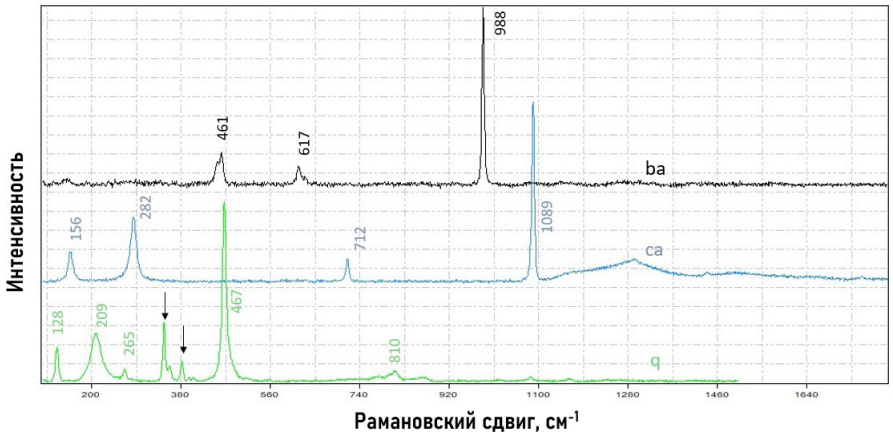


Рис. 5. Рамановские спектры безжелезистых минеральных агрегатов фоссилизированной ткани позвонков морских рептилий: черные стрелки – пики FeS, ba – барит, ca – кальцит, q – кварц

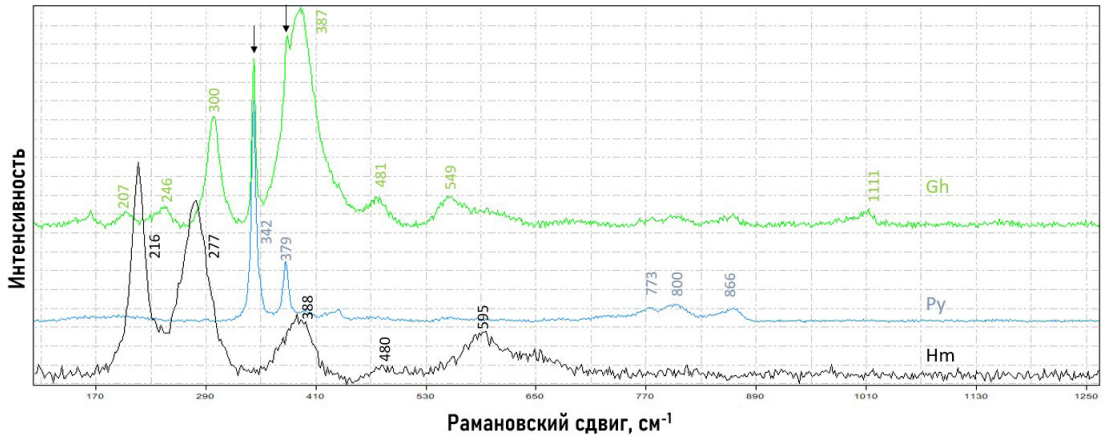


Рис. 6. Рамановские спектры железистых минеральных агрегатов фоссилизированной ткани позвонков морских рептилий: черные стрелки – пики FeS, Gh – гетит, Py – пирит, Hm – гематит

имеет сходимость с распределением Ca, в пределах карбонатных фаз, имея также небольшую сходимость с Fe; S и Fe приурочены к губчатой костной ткани и трещинам; Si, K и Al имеют сходное распределение и представляют собой глинистую компоненту. С последней в образцах 1БГ и 2БГ связано распределение Ti и Ce.

В образцах 2БГ и 2СР наблюдается накопление Y: в образце 2СР (рис. 7) – на контакте костной ткани (справа) с каналом в остистом отростке позвонка (слева округлой формы), полностью заполненном пиритом; в образце 2БГ(рис. 8) Y связан только с костной тканью в его пиритизированной части и равномерно распределен по его кальцитизированной части.

Mg имеет неравномерное распределение в образцах 1БГ и 3МЛ и равномерное в образце 2БГ. Na неравномерно распределен в образце 2СР, равномерно в образце 2БГ. Наложение Na на Al и Si может свидетельствовать о наличии плагиоклазов (альбита).

Сканирующая электронная микроскопия и энергодисперсионная спектроскопия (СЭМ и ЭДС)

Наиболее распространенные минеральные фазы, встречаемые в образцах: апатит и пирит (рис. 11а). Пиритовые корочки частично или полностью покрывают поверхность костной ткани. Корочки имеют разную мощность, в вогнутых участках кости их мощность максимальна, в выпуклых и заостренных минимальна.

В целом, в ископаемом состоянии костная ткань сохраняет особенности внутренней морфологии – хорошо просматриваются различно-ориентированные пластинки: концентрические, формирующие остеоны с лакунами остеоцитов, и интерстициальные, заполняющие пространство между остеонами (рис. 11б). Остеоны представлены в виде наслаивающихся друг на друга параллельно-вытянутых концентрических костных пластинок, состоящих из фтор-гидроксилапатитовых минеральных образований. Губчатая костная ткань сформирована рыхло расположенными костными трабекулами, образующими сложно-ячеистый вид межтрабекулярного пространства и костной ткани. Костная ткань трабекулы и заполненное вокруг неё межтрабекулярное пространство, представлены на рис. 11б. Спектр губчатой костной ткани (спектр 1) показывает, что она составлена фтор-гидроксилапатитом (табл. 1). Губчатая костная ткань состоит, в большей степени, именно из этого минерала (до 90% от общей массы). Спектр вещества (спектр 2), заполнившего межтрабекулярное пространство, также представлен фтор-гидроксилапатитом.

В гаверсовых каналах остеонов, межкостном пространстве и в лакунах остеоцитов обнаружены многочисленные скопления образований коккоидной и палочковидно-ветвящейся формы, предположительно биогенной природы (Розанов, 2011; Розанов, 2002), в частности, представители серобактерий (коккоидные формы) (рис. 11в, г).

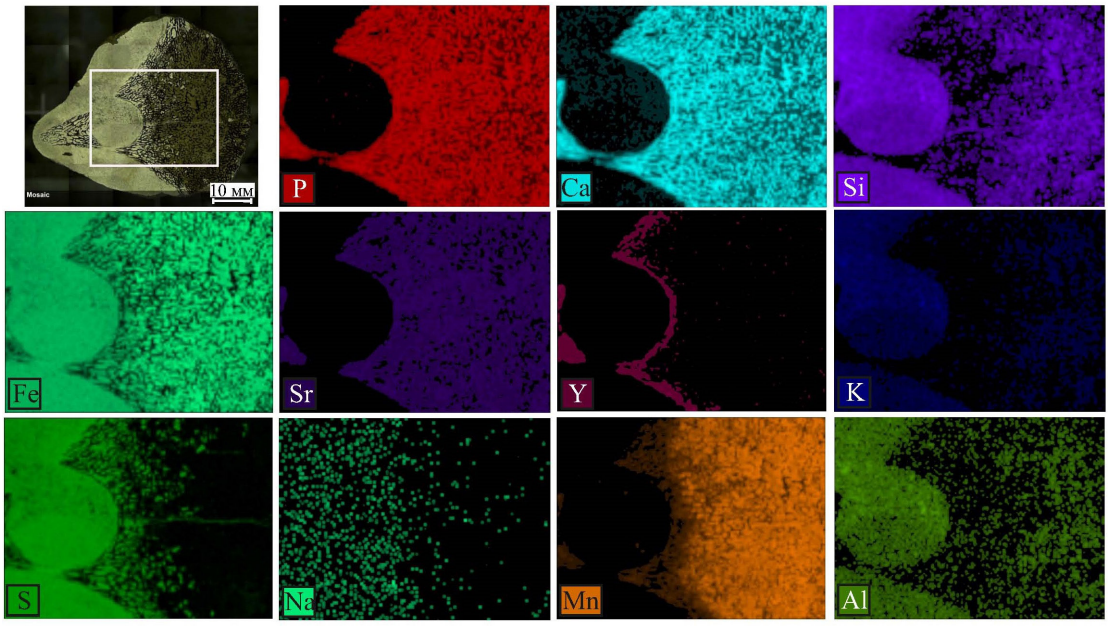


Рис. 7. Карта распределения элементов по ископаемому позвонку, образец 2СР

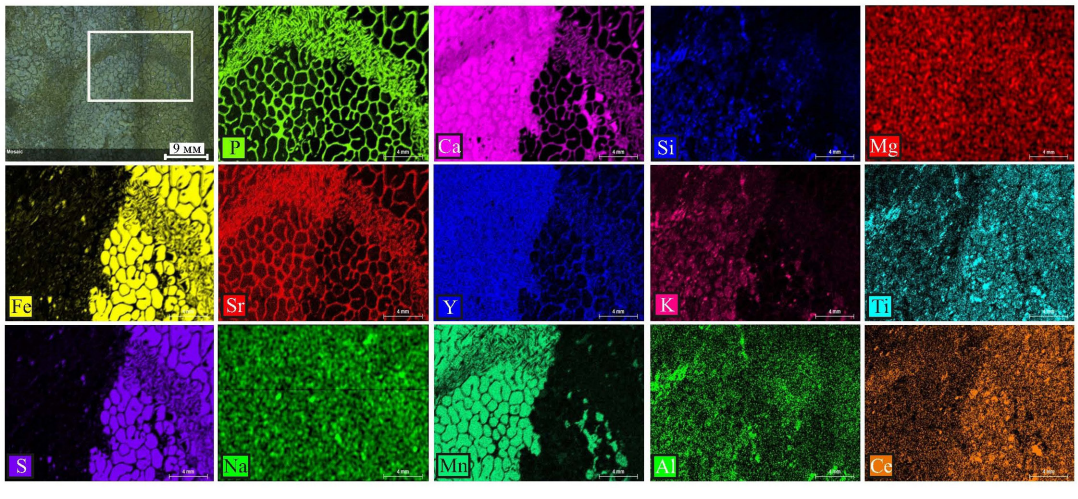


Рис. 8. Карта распределения элементов по ископаемому позвонку, образец 2БГ

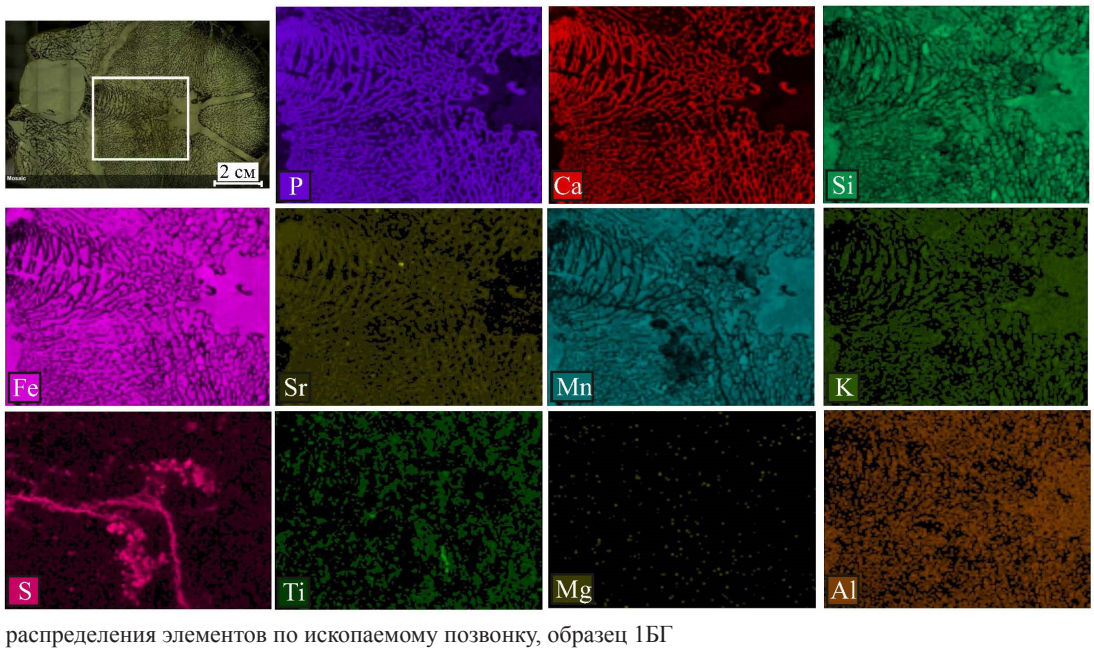


Рис. 9. Карта распределения элементов по ископаемому позвонку, образец 1БГ

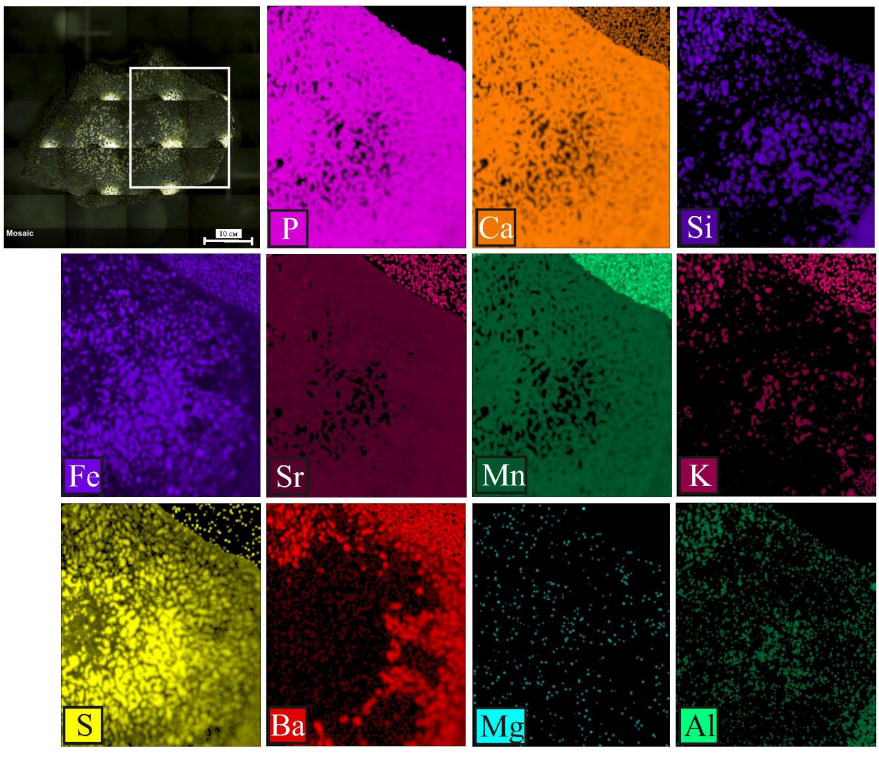


Рис. 10. Карта распределения элементов по ископаемому позвонку, образец 3МЛ

Помимо бактерий обнаружены корродированные кубические кристаллы пирита, покрытые окислами и гидроокислами железа (рис. 11д, табл. 1).

На изогнутых поверхностях губчатой костной ткани в межтрабекулярном пространстве и реже в полостях гаверсовых каналов наблюдаются кристаллы гипса (рис. 11е, табл. 1), представленные тонкими пластинками.

Исходя из данных энергодисперсионного анализа, представленных в табл. 1, основные минералы, встречаемые в пустотах (межкостном пространстве) исследуемых образцов, – пирит, гипс, оксиды и гидроксиды железа.

Рентгенографическая дифрактометрия (РДА)

По результатам полуколичественного рентгенофазового анализа установлено, что образцы представлены следующими минеральными фазами (табл. 2): пирит, кварц, апатит, сидерит, кальцит, ангидрит, альбит. Преобладающее значение имеют пирит, апатит и кварц, встречающиеся в каждом образце. Карбонаты (сидерит и кальцит) имеют преобладающее значение для образцов 1БГ и 2БГ.

Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS)

В составе исследованных образцов определены следующие элементы: Li, Be, B, Na, Mg, Al, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U.

Результаты распределения содержания РЗЭ в костных остатках представлены на рис. 12. Содержания последних нормированы на RPSC (генеральная проба глин Русской платформы). Значения содержаний РЗЭ в образцах выше, чем в RPSC. Преобладают средние и тяжелые РЗЭ.

Для уточнения палеогеографических условий рассчитана величина цериевой аномалии в образцах. Согласно полученным данным, в исследованных пробах фиксируется положительная Ce-аномалия, значения которой варьируют от 1,25 до 1,42 (Иванова, 2019; Дуб, Мизенс, 2023).

Обращают внимание значения содержания урана в пробах костных остатков, которые варьируют от 4 до 25 г/т.

Обсуждение результатов

Результаты минералогического исследования показали, что состав образцов весьма разнообразен и представляет следующий набор аутигенных и гипергенных минералов: фтор-гидроксилапатит, пирит, барит, гипс, ангидрит, сидерит, кальцит, гематит, гетит, лепидокрокит, кварц и альбит.

Такое разнообразие обусловлено механизмами минерализации и изменениями среды, в которой происходил процесс фоссилизации костных останков.

В ходе проведенных исследований (Гайнанова, Шиловский, 2022; Глухов и др., 2023) установлена следующая стадийность минералообразования в костной ткани позвонков морских рептилий.

На стадии раннего диагенеза в господствующей восстановительной обстановке образовывались пирит, барит, гипс, сидерит и кальцит. В это же время происходили изоморфные замещения Ca в костном материале (Наумов, 1989; Королев и др., 2010; Николаев, 2017). По мнению ряда исследователей (Королев и др., 2010; Гайнанова, Шиловский, 2022; Глухов и др., 2023), восстановительная обстановка может быть вызвана деятельностью сульфатредуцирующих бактерий или разгрузкой сипов (низкотемпературных сероводородных флюидов). Изученная внутренняя морфология костной ткани позвонков показала наличие коккоидной бактериальной фауны, представленной, предположительно, группой прокариотов – серобактериями (тиобактериями), одноклеточными

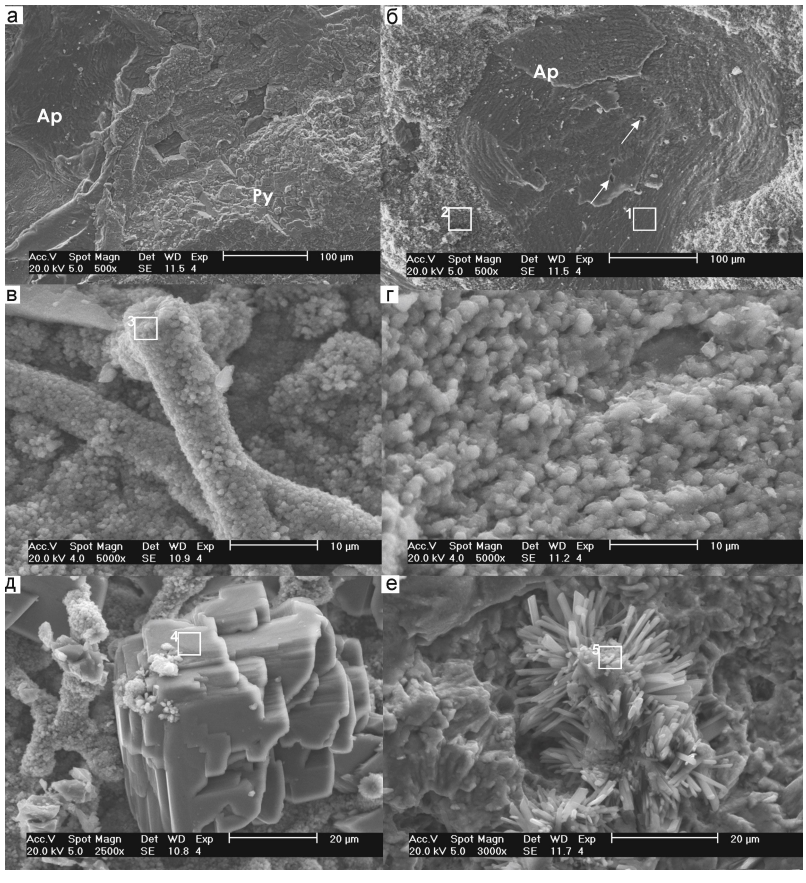


Рис. 11. Электронные изображения структуры костной ткани: а) пиритовая корочка на подстилающей ее костной ткани (обр. 2СР); б) фото трабекулы крупным планом с лакунами остеоцитов (белые стрелки) (обр. 2СР); в) биоморфные структуры из оксидов железа по, предположительно, бактериями трубчатой и коккоидной формы (обр. 3МЛ); г) те же биоморфные структуры по бактериям коккоидной формы крупным планом (обр. 2СР); д) корродированный кристалл пирита (обр. 1БГ); е) кристаллы гипса на поверхности костной ткани (обр. 3МЛ). Ap – апатит, Py – пирит.

Обр.	Спектр	O	F	P	S	Ca	Mn	Cl	Fe
2СР	1	29,28	1,89	18,79	-	48,33	1,52	0,19	-
2СР	2	52,74	6,60	12,72	-	26,30	0,38	0,38	0,88
3МЛ	3	54,31	-	-	-	-	-	-	45,69
3МЛ	5	65,58	-	-	14,83	19,59	-	-	-
3МЛ	8	-	-	-	52,80	-	-	-	47,20
1БГ	4	50,90	-	-	-	-	-	-	49,10
1БГ	12	54,87	8,55	12,07	-	24,51	-	-	-

Табл. 1. Химический состав (мас. %) ископаемых остатков позвонков морских рептилий. Прочерк – не обнаружено.

организмами, которые получают энергию для синтеза органических веществ путем окисления сероводорода (Розанов, 2011; Розанов, 2002).

Разнообразие форм пиритовых кристаллов определено характером диффузионного обмена между кристаллизационным (или коллоидным) раствором, заполняющим биопустоты, и окружающей средой илистого осадка (Королев и др., 2010). Сульфаты образовались из исходно аморфной фазы, обогащенной фосфором (Леин, Кравчишина, 2020), которая связывает барий и кальций морской воды. В данном случае барий образует высококонцентрированные локальные участки на поверхности и в губчатой ткани кости образца, которая изначально составлена биоапатитом. Гипс образует редкие кристаллические агрегаты на поверхности костной ткани, которые расположены в пустотах. Господствовавшая восстановительная обстановка также благоприятно влияла на образование кальцита (Наумов, 1989).

Варьирующие содержания макропримесей Mn в сидерите во всех образцах (Гайнанова, Шиловский, 2022; Глухов и др., 2023) указывают на процесс родохрозитизации (Мальков и др., 2004). Из распределения марганца на элементных картах видно, что он также хорошо сопоставим с распределением кальция. Это связано с реакциями замещения марганцем кальция в структуре фтор-гидроксилапатита.

Существует мнение (Мальков и др., 2004), что источником Mn в водах Среднерусского моря были сиаллитные коры выветривания. Таким образом, можно предположить, что в процессе их выветривания окислительные условия

Обр.	Массовая доля минеральной фазы, %						
	Пирит	Кварц	Апатит	Сидерит	Кальцит	Ангидрит	Альбит
1БГ	13	7	34	46	–	–	–
2БГ	10,7	2,8	33,1	–	53,4	–	–
2СР	47	37	5	1	–	–	10
3МЛ	51	16	24	–	–	9	–

Табл. 2. Минеральный состав (мас. %) ископаемых остатков позвонков морских рептилий. Прочерк – не обнаружено.

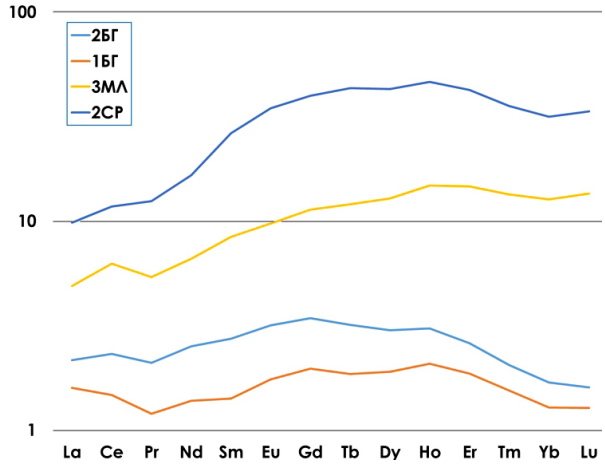


Рис. 12. Нормированные на RPSC (проба глин Русской платформы) спектры распределения РЗЭ в образцах ископаемых остатков позвонков морских рептилий

привели к образованию оксидов железа и марганца, которые под воздействием поверхностных вод мигрировали на дно Среднерусского моря, а последующие восстановительные условия в иловом осадке привели к растворению Fe и Mn-оксидов и высвобождению редкоземельных элементов (Иванова, 2019).

Вещество костной ткани выступало активным сорбентом из природных морских и иловых вод с растворенными в них U, Sr, Y и РЗЭ. По мнению исследователей (Мальков и др., 2004; Иванова, 2019), в аноксидной среде диагенеза мог формироваться уранинит, а Sr и РЗЭ накапливались в окислительной обстановке. Напротив, известно, что минеральный состав указывает на восстановительные условия (Наумов, 1989; Глухов и др., 2023), а наличие положительной цериевой аномалии – на аноксидную среду (Дуб, Мизенс, 2023). Можно предположить, что накопление Sr и Y (Гайнанова, Шиловский, 2022; Глухов и др., 2023) в костной ткани происходило позднее процесса пиритизации. Исследования (Дубинин, 2004) РЗЭ в осадках иловых вод прибрежных районов заливов показывают, что колебания содержаний РЗЭ связаны с колебаниями содержаний железа в иловой воде. Так, восстановительная среда в осадках способствует возрастанию содержания церия и легких РЗЭ. Увеличение содержания церия связано с его восстановлением и переходом в иловую воду из твердых фаз осадков. Наличие положительной цериевой аномалии указывает на прибрежно-морскую обстановку осадконакопления (Gabova, Kravchenko, 2016). Здесь важно отметить, что спектры РЗЭ костей из прибрежно-морских обстановок с относительно высокими скоростями осадконакопления отражают состав источника сноса и состав воды во время осаждения частиц.

Ввиду отсутствия геологической информации об источниках гидротерм в пределах исследуемой площади предполагается, что основная масса РЗЭ поставлялась реками в виде взвеси. Основными движущими силами переноса и накопления терригенного материала костеносных пластов являлись приливно-отливные течения и волнение моря в обстановке побережья (Gabova, Kravchenko, 2016). Источником Y могли быть сипы – выходы низкотемпературных сероводородных флюидов, обнаруженные в среднеюрских отложениях окраины Ульяновско-Саратовского прогиба (Николаева и др., 2014).

Таким образом, I) накопление РЗЭ ограничивается ранним диагенезом и прекращается, когда поры в костном материале заполняются диагенетическими минералами, что приводит к замедлению диффузии и ослаблению взаимодействия с поровыми водами (Иванова, 2019; Глухов и др., 2023).

II) На стадии позднего диагенеза произошло образование сидерита, кварца и халцедона (Глухов и др., 2023), для формирования которых характерно наличие восстановительной и слабовосстановительной обстановки (Наумов, 1989).

III) На стадии катагенеза происходит альбитизация (Предтеченская, Злобина, 2022; Наумов, 1989). Образование ангидрита связано главным образом с замещением первичного седиментационного и диагенетического гипса (Наумов, 1989). О проявлении катагенеза в верхнеюрских отложениях также свидетельствуют битуминозные глины и горючие сланцы, слагающие толщу, распространенную во всех прилегающих к Ульяновско-Саратовскому прогибу впадинах (Зорина, 2003).

IV) В процессе эпигенеза (зона гипергенеза) в окислительной обстановке под влиянием современных процессов в костных остатках образовались псевдоморфозы гидрооксидов железа по сульфиду железа и микрозернистой массы окислов железа. Разрушение пирита сопровождается высвобождением сульфат-ионов, которые также могли способствовать образованию микрокристаллов гипса.

Известно, что кроме фоссилизированных костных остатков в верхнеюрских оксфорд-киммериджских отложениях встречаются пиритовые конкреции, содержащие РЗЭ в составе монацитов (Гайнанова и др., 2024). Последние распространены на участке сбора в количестве от 20 до 80 штук на 1 м^2. Это обращает внимание на необходимость проведения дальнейших исследовательских и оценочных работ. Верхнеюрские отложения, занимая весьма обширные площади в центральной и северной частях Восточно-Европейской платформы, являются перспективными в контексте изучения распространенности в них уникальных скоплений фоссилизированных

останков и седиментационных форм (конкреций) с их богатым минеральным и элементным составом.

Заключение

Подводя итоги проведенному исследованию можно констатировать следующее.

1) Осадконакопление происходило в аноксидальной прибрежно-морской обстановке, где основными движущими силами переноса и накопления терригенного материала костеносных пластов являлись приливно-отливные течения и волнение моря в обстановке побережья.

2) Состав фоссилизированной костной ткани позвонков морских ящеров представлен набором аутигенных минералов, сформировавшихся на стадиях раннего и позднего диагенеза, катагенеза и эпигенеза.

3) На ранних стадиях диагенеза происходили периодические смены окислительно-восстановительных обстановок, ведущим механизмом минерализации являлся биогенный.

4) На стадиях позднего диагенеза, катагенеза и эпигенеза преобладающим механизмом минерализации является хемогенный, протекающий путем синтеза сульфидов железа из раствора.

5) Морфология и характер фоссилизации изученных образцов позвонков показали связь со структурно-анатомическими особенностями строения костной ткани. Наличие компактной костной ткани и степень её сохранности не сильно влияет на изоморфные замещения Ca в костном веществе, а также на диффузионный обмен между коллоидными растворами окружающей среды илистого осадка и межтрабекулярного пространства губчатой костной ткани. Комплекс аутигенных минералов, стадийность их хемогенного и биогенного образования указывают на определенную степень проницаемости костного вещества, активно участвующего как в ионном обмене кристаллизационных растворов, так и выступавшего сорбентом для ряда редкоземельных элементов.

6) Основным источником терригенного материала в водах Среднерусского моря являлись сиаллитные коры выветривания, источником Y могли быть сипы.

7) Продолжение исследований уникальных костеносных толщ верхнеюрских отложений представляет перспективу в решении вопросов палеореконструкций геологического прошлого и рассмотрении этих отложений как экзотических стратиформных ураново-редкометалльных месторождений.

Финансирование/Благодарности

Работа выполнена в рамках Госзадания № Гос. учета НИОКТР 123011800011-2 «Рудообразующие процессы и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых во внутриплитных коллизионно-складчатых поясах».

Авторы выражают благодарность инженерам А.Р. Сафиуллиной, Р.Н. Музафарову, Б.М. Галиуллину, Г.М. Ескиной, младшим научным сотрудникам К.Р. Миннебаеву, А.Д. Рянской за аналитические исследования образцов, а также научному сотруднику Е.А. Панкрушиной за помощь в интерпретации результатов.

Литература

Гайнанова А.Р., Шиловский О.П. (2022). Геохимические особенности фоссилизации костной ткани позвонков морских рептилий из верхнеюрских отложений Республики Татарстан. *Металлогения древних и современных океанов-2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений*. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, с. 207–212.

Гайнанова А.Р., Шиловский О.П., Глухов М.С. (2024). Исследование РЗЭ минералов в пиритовых конкрециях методом СЭМ. *Металлогения древних и современных океанов-2024. Рудогенез.* Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, с. 230–232.

Глухов М.С., Шиловский О.П., Муллакаев А.И. (2023). Особенности диагенетического минералообразования в костной ткани позвонков морских рептилий из верхнеюрских отложений Республики Татарстан. *Металлогения древних и современных океанов-2023. Минералогия и геохимия рудных месторождений: от теории к практике*. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, с. 209–213.

Дуб С. А., Мизенс Г.А. (2023). Геохимия редкоземельных элементов и цериевая аномалия в морских осадочных карбонатах: современные представления. *Вестник геонаук*, 11(347), с. 3–17. https://doi.org/10.19110/geov.2023.11.1

Дубинин А.В. (2004). Геохимия редкоземельных элементов в океане. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора химических наук. Москва: Институт океангеологии им. П.П. Ширшова РАН, 60 с.

Зорина С.О. (2003). Мезозой северо-востока Ульяновско-Саратовского прогиба. *Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. Казань: Казанский государственный университет,* 24 с.

Иванова В.В. (2019). Геохимические особенности спектров редкоземельных элементов в отложениях Восточной Сибири как новый индикатор изменения климата позднего плейстоцена в зоне перигляциального литогенеза. *Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук*. Санкт-Петербург: ФГБУ ВНИИОкеангеология, 492 с.

Королев Э.А., Шиловский О.П., Бариева Э.Р., Нуждин Е.В., Николаева В.М., Хамадиев Р.И. (2010). Влияние структурно-генетических особенностей различных органических остатков на характер образования аутигенных пиритовых агрегатов в верхнеюрских отложениях. *Ученые записки Казанского университета*, 152(3), с. 192–207.

Костылева В.В., Митта В.В. (2011). Стратиграфия и обстановки осадконакопления средней юры урочища Тархановская пристань, Татарстан. *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всерос. совещ.: Науч. материалы*. Санкт-Петербург: ООО «Издательство ЛЕМА», с. 117–118.

Кудрявцева А.И., Кудрявцев В.И. (2003). Минеральный состав фоссилий динозавров местонахождения Калбак-Кыры (Тува). *Палеонтологический журнал*, 4, с. 96–102.

Леин А.Ю., Кравчишина М.Д. (2021). Геохимический цикл бария в океане. *Литология и полезные ископаемые*, 4, с. 293–310.

Малёнкина С.Ю. (2017). Уникальные верхнеюрские фосфатные строматолиты Южного Приуралья как объект научного туризма и экскурсий. *Материалы Пятой Всероссийской конференции. Посвящается 65-летию Крымской учебной практики по геологическому картированию Ленинградского-Санкт-Петербургского государственного университета.* Под редакцией В.В. Аркадьева. Санкт-Петербург: Издательство ВВМ, с. 230–232.

Мальков Б.А., Лысюк А.Ю., Иванова Т.И. (2004). Минеральный состав и микроэлементы окаменелых костей морских ящеров местонахождения Каргорт (Республика Коми). *Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН*, 1, с. 12–15.

Митта В.В., Костылева В.В., Глинских Л.А., Шурыгин Б.Н., Стародубцева И.А. (2014). Стратиграфия Средней Юры юго-запада Республики Татарстан. Стратиграфия. *Геологическая корреляция*, 1, с. 31–46.

Наумов В.А. (1989). Оптическое определение компонентов осадочных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 349 с.

Николаев А.М. (2017). Изоморфизм, условия образования и свойства биогенного апатита и ассоциирующих с ним ортофосфатов. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Санкт-Петербург: Санкт-Петербургский государственный университет, 141 с.

Николаева В.М., Шиловский О.П., Королев Э.А. (2014). Морфологические особенности пиритовых конкреций среднеюрских

отложений Среднерусского моря как отражение просачиваний сероводородных флюидов. *Металлогения древних и современных океанов-2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых*. Миасс: ИМин УрО РАН, с. 76–78.

Предтеченская Е.А. Злобина О.Н. (2022). Об усовершенствовании схемы катагенеза нижне-среднеюрских отложений Уренгойского нефтегазоносного района на основе минеральных и структурных индикаторов. *Нефтегазовая геология*, 2, *Сериальное издание: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, с. 24–47.

Розанов А.Ю. (2002). Бактериальная палеонтология. Москва: ПИН РАН, 188 с.

Розанов А.Ю. (2011). Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. Атлас фотографий. Москва: ПИН РАН, 172 с.

Савельева О.П., Савельев Д.П., Философова Т.М. (2019). Накопление урана и иттрия костным детритом в углеродистых породах п-ова Камчатский мыс. *Вестник КРАУНЦ. Науки О Земле*, 2(42), с. 77–83.

Тюленева В.М., Быстров И.Г., Расулова С.Д., Каминов Б.Ю. (2014). Особенности комплексных органо-фосфатных руд в Ерегенинском районе Калмыкии. *Разведка и охрана недр*, 7, с. 6–12.

Чернышов Н.М., Шарков А.А., Молотков С.П. (2012). Сравнительная характеристика верхнеолигоценовых ураново-редкометалльных органогенно-фосфатных месторождений Мангышлака и верхнедевонского однотипного оруденения в кровле Михайловского месторождения КМА. *Регион: системы, экономика, управление*, 1(16), с. 42–54.

Шарков А.А. (2015). Геологический феномен ураново-редкометалльных месторождений. *Природа*, 2, с. 21–30.

Шарков А.А. (2014). Закономерности распределения основных компонентов в рудных залежах ураново-редкометалльных месторождений Восточного Паратетиса. *Разведка и охрана недр*, 11, 7–12.

Шарков А.А. (2002). Уникальные месторождения урана. *Природа,* 3, с. 3–12.

Шатров В.А., Войцеховский Г.В. (2009). Применение лантаноидов для реконструкций обстановок осадкообразования в фанерозое и протерозое (на примере разрезов чехла и фундамента восточно-европейской платформы). *Геохимия*, 8, с. 805–824.

Шиловский О.П., Хасанов Р.Р. (2020). Геохимические особенности псевдоморфоз пирита по растительным остаткам из верхнеюрских отложений Республики Татарстан. Металлогения древних и современных океанов-2020. *Критические металлы в рудообразующих системах*. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, с. 228–231.

Downs R.T. (2006). The RRUFF Project: an integrated study of the chemistry, crystallography, Raman and infrared spectroscopy of minerals. *Proceedings of the 19th general meeting of the IMA, Kobe, Japan, 3–13.*

Gabova K.V., Kravchenko G.G. (2016). Geochemistry of impurity elements of upper jurassic deposits of Kazan fields group. Bulletin of PNRPU. Geology. *Oil & Gas Engineering & Mining*, 15(19), pp. 105–113. https://doi.org/10.15593/2224-9923/2016.19.1

Сведения об авторах

Михаил Сергеевич Глухов – кандидат геол.-минерал. наук, научный сотрудник, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН; доцент кафедры региональной геологии и полезных ископаемых Института геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет; доцент кафедры геологии и гидрометеорологии, Самаркандский государственный университет

Россия, 620110, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, д. 15

e-mail: Gluhov@igg.uran.ru

Олег Павлович Шиловский – кандидат геол.-минерал. наук, доцент кафедры региональной геологии и полезных ископаемых Института геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5

e-mail: biarmiceras@gmail.com

Алина Рустамовна Гайнанова – инженер, Институт «ТатНИПИнефть» ПАО «Татнефть»

Россия, 423462, Альметьевск, ул. Советская, д. 216

Алмаз Ильясович Муллакаев – старший преподаватель кафедры региональной геологии и полезных ископаемых Института геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5

e-mail: almazmullakaev@gmail.com

Статья поступила в редакцию 22.08.2024;
Принята к публикации 21.01.2025; Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Features of Authigenic Mineralization and Geochemical Processes of Fossilization of Marine Reptile Vertebrae (Oxford-Kimmeridge, Republic of Tatarstan)

M.S. Glukhov[1,2,3], O.P. Shilovsky[2], A.R. Gainanova[2,4], A.I. Mullakaev[2]*

[1]Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russian Federation
[2]Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russian Federation
[3]Samarkand State University named after Sharof Rashidov, Samarkand, Uzbekistan
[4]TatNIPIneft Tatneft PJSC, Almetyevsk, Russian Federation
[*]Corresponding author: Mikhail S. Glukhov, e-mail: Gluhov@igg.uran.ru

Abstract. Studies were conducted on the sequence and conditions of authigenic mineral formation in fossil bone tissue, as well as the chemical composition and geochemical characteristics of fossilization processes in marine reptile vertebrae discovered in undivided Upper Jurassic clay deposits on the right bank of the Volga River (Tetyushsky District, Republic of Tatarstan). Using a combination of optical microscopy, electron microscopy, and spectral methods, the following set of authigenic minerals composing the fossilized remains was identified: fluor-hydroxyapatite, pyrite, barite, gypsum, anhydrite, siderite, calcite, hematite, goethite, lepidocrocite, quartz, and albite.

The morphology, structural-anatomical features, mineral composition, and trace element content of the fossilized vertebrae indicate that sedimentation occurred under anoxic conditions on the floor of the Middle Russian Sea.

Mineralization mechanisms included both biogenic (activity of sulfate-reducing bacteria) and chemogenic processes (seep-related activity), with the latter predominating. The sequence of mineral formation stages encompassed early and late diagenesis, catagenesis, and epigenesis (hypergenesis zone).

Positive Ce anomalies (1.25–1.42) suggest a coastal-marine sedimentary environment in the Middle Russian Sea. The determined concentrations of rare earth elements and uranium are highly promising for further evaluation studies of bone-bearing deposits in the Oxfordian-Kimmeridgian clay formation.

Keywords: marine reptiles, Oxford-Kimmeridgian clay formation, authigenic mineralization, sulfides, sulfates, carbonates, rare earth elements, uranium

Acknowledgements

The authors express their gratitude to engineers A.R. Safiullina, R.N. Muzafarov, B.M. Galiullin, G. M. Eskina, junior researchers K.R. Minnebaev, A.D. Ryanskaya for analytical studies of samples, as well as researcher E.A. Pankrushina for assistance in interpreting the results.

The work was performed within the framework of the State Task No. 123011800011-2 R&D State Accounting "Ore-forming processes and patterns of mineral deposits placement in intraplate collision-folded belts".

Recommended citation: Glukhov M.S., Shilovsky O.P., Gainanova A.R., Mullakaev A.I. (2025). Features of Authigenic Mineralization and Geochemical Processes of Fossilization of Marine Reptile Vertebrae (Oxford-Kimmeridge, Republic of Tatarstan). *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 101–113. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.4

References

Gabova K.V., Kravchenko G.G. (2016). Geochemistry of impurity elements of upper jurassic deposits of Kazan fields group. Bulletin of PNRPU. Geology. *Oil & Gas Engineering & Mining*, 15(19), pp. 105–113. https://doi.org/10.15593/2224-9923/2016.19.1

Gainanova A.R., Shilovsky O.P. (2022). Geochemical features of fossilization of bone tissue of vertebrae of marine reptiles from the Upper Jurassic deposits of the Republic of Tatarstan. *Metallogeny of ancient and modern oceans-2022. From the material composition to the models and forecasting of deposits*. Miass: YUU FNC MiG UrO RAS, pp. 207–212. (In Russ.)

Gainanova A.R., Shilovsky O.P., Glukhov M.S. (2024). SEM study of REE minerals in pyrite nodules. *Metallogeny of ancient and modern oceans-2024. Ore genesis*. Miass: YUU FNC MiG UrO RAS, pp. 230–232. (In Russ.)

Glukhov M.S., Shilovsky O.P., Mullakaev A.I. (2023). Features of diagenetic mineral formation in the bone tissue of vertebrae of marine reptiles from the Upper Jurassic deposits of the Republic of Tatarstan. *Metallogeny of ancient and modern oceans-2023. Mineralogy and geochemistry of ore deposits: from theory to practice*. Miass: YUU FNC MiG UrO RAS, pp. 209–213. (In Russ.)

Downs R.T. (2006). The RRUFF Project: an integrated study of the chemistry, crystallography, Raman and infrared spectroscopy of minerals. *Proceedings of the 19th general meeting of the IMA, Kobe, Japan, 3–13.*

Dub S.A., Misens G.A. (2023). Geochemistry of rare earth elements and cerium anomaly in marine sedimentary carbonates: modern concepts. *Vestnik geonauk*, 11(347), pp. 3–17. https://doi.org/10.19110/geov.2023.11.1

Dubinin A.V. (2004). Geochemistry of rare earth elements in the ocean. Dr. Chem. Sci. Diss. Abstract. Moscow: P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, 60 p. (In Russ.)

Ivanova V.V. (2019). Geochemical features of the spectra of rare earth elements in the sediments of Eastern Siberia as a new indicator of late Pleistocene climate change in the zone of periglacial lithogenesis. Dr. Geol. and Min. Sci. Diss. St. Petersburg: FGBI VNIIOkeangeologiya, 492 p. (In Russ.)

Korolev E.A., Shilovsky O.P., Barieva E.R., Nuzhdin E.V., Nikolaeva V.M., Khamadiev R.I. (2010). The influence of structural and genetic features of various organic residues on the formation of autigenic pyrite aggregates in Upper Jurassic sediments. *Uchenye zapiski Kazanskogo universiteta,* 152(3), pp. 192–207. (In Russ.)

Kostyleva V.V., Mitta V.V. (2011). Stratigraphy and sedimentation conditions of the Middle Jurassic tract Tarkhanovskaya pier, Tatarstan. *The Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography: Proc. 4th All-Russian. confer.* St. Petersburg: LEM Publishing House, pp. 117–118. (In Russ.)

Kudryavtseva A.I., Kudryavtsev V.I. (2003). Mineral composition of dinosaur fossils of the Kalbak-Kyry locality (Tuva). *Paleontological Journal*, 4, pp. 96–102. (In Russ.)

Lein A.Yu., Kravchishina M.D. (2021). The geochemical cycle of barium in the ocean. *Lithology and Minerals*, 4, pp. 293–310. (In Russ.)

Malenkina S.Yu. (2017). Unique Upper Jurassic phosphate stromatolites of the Southern Urals as an object of scientific tourism and excursions. Proc. Fifth All-Russian Conference. Dedicated to the 65th anniversary of the Crimean educational practice in geological mapping of Leningrad-St. Petersburg State University. Edited by V.V. Arkadiev. St. Petersburg, pp. 230–232. (In Russ.)

Malkov B.A., Lysyuk A.Yu., Ivanova T.I. (2004). Mineral composition and trace elements of fossilized bones of marine lizards located in Kargort (Komi Republic). *Bulletin of the Institute of Geology of Komi NC UrO RAS*, 1, pp. 12–15. (In Russ.)

Mitta V.V., Kostyleva V.V., Glinskikh L. A., Shurygin B. N., Starodubtseva I. A. (2014). Stratigraphy of the Middle Jurassic of the south-west of the Republic of Tatarstan. Stratigraphy. *Geological Correlation*, 1, pp. 31–46. (In Russ.)

Naumov V.A. (1989). Optical determination of sedimentary rock components. Moscow: Nedra, 349 p. (In Russ.)

Nikolaev A.M. (2017). Isomorphism, conditions of formation and properties of biogenic apatite and associated orthophosphates. Cand. Geol. and Min. Sci. Diss. St. Petersburg: St. Petersburg State University, 141 p. (In Russ.)

Nikolaeva V.M., Shilovsky O.P., Korolev E.A. (2014). Morphological features of pyrite nodules of the Middle Jurassic sediments of the Central Russian Sea as a reflection of seeps of hydrogen sulfide fluids. *Metallogeny of ancient and modern oceans-2014. Twenty years at the forefront of the geology of mineral deposits*. Miass: IMin UrO RAS, pp. 76–78. (In Russ.)

Predtechenskaya E.A. Zlobina O.N. (2022). On the improvement of the scheme of catagenesis of the Lower-Middle Jurassic deposits of the Urengoy oil and gas bearing region based on mineral and structural indicators. *Oil and Gas Geology*, 2, *Serial edition: Geology and mineral resources of Siberia*, pp. 24–47. (In Russ.)

Rozanov A.Yu. (2002). Bacterial paleontology. Moscow: PIN RAS, 188 p. (In Russ.)

Rozanov A.Yu. (2011). Fossil bacteria and other microorganisms in terrestrial rocks and astromaterials. An atlas of photographs. Moscow: PIN RAS, 172 p. (In Russ.)

Savelyeva O.P., Savelyev D.P., Filosofova T.M. (2019). Accumulation of uranium and yttrium by bone detritus in carbonaceous rocks of the Kamchatka Cape peninsula. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle*, 2(42), pp. 77–83. (In Russ.)

Tyuleneva V.M., Bystrov I.G., Rasulova S.D., Kaminov B.Yu. (2014). Features of complex organophosphate ores in the Yeregeninsky district of Kalmykia. *Razvedka i okhrana nedr*, 7, pp. 6–12. (In Russ.)

Chernyshov N.M., Sharkov A.A., Molotkov S.P. (2012). Comparative characteristics of Upper Oligocene uranium-rare metal organogenic phosphate deposits of Mangyshlak and Upper Devonian of the same type mineralization in the roof of the Mikhailovsky KMA deposit. *Region: systems, Economics, management*, 1(16), pp. 42–54. (In Russ.)

Sharkov A.A. (2015). Geological phenomenon of uranium-rare metal deposits. Priroda, 2, pp. 21–30. (In Russ.)

Sharkov A.A. (2014). Patterns of distribution of the main components in ore deposits of uranium-rare metal deposits of the Eastern Parathetis. *Razvedka i okhrana nedr*, 11, pp. 7–12. (In Russ.)

Sharkov A.A. (2002). Unique uranium deposits. *Priroda*, 3, pp. 3–12. (In Russ.)

Shatrov V.A., Wojciechowski G.V. (2009). The use of lanthanides for reconstructions of sedimentation environments in the Phanerozoic and Proterozoic (using the example of sections of the cover and the foundation of the East European platform). *Geochemistry*, 8, pp. 805–824. (In Russ.)

Shilovsky O.P., Khasanov R.R. (2020). Geochemical features of pyrite pseudomorphoses from plant residues from Upper Jurassic deposits of the

Republic of Tatarstan. *Metallogeny of ancient and modern oceans-2020. Critical metals in ore-forming systems*. Miass: YUU FNC MiG UrO RAS, pp. 228–231. (In Russ.)

Zorina S.O. (2003). Mesozoic of the north-east of the Ulyanovsk-Saratov trough. *Cand. Geol. and min. Sci. Diss*. Kazan: Kazan State University, 24 p. (In Russ.)

About the Authors

Mikhail S. Glukhov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Researcher, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences; Associate Professor, Department of Regional Geology and Mineral Resources, Institute of Geology and Oil and Gas Technologies, Kazan (Volga Region) Federal University; Associate Professor, Department of Geology and Hydrometeorology, Samarkand State University named after Sharof Rashidov

15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620110, Russian Federation

e-mail: Gluhov@igg.uran.ru

Oleg P. Shilovsky – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor at the Department of Regional Geology and Mineral resources, Institute of geology and petroleum technologies, Kazan (Volga Region) Federal University

4/5 Kremlevskaya st., Kazan, 420111, Russian Federation

e-mail: biarmiceras@gmail.com

Alina R. Gainanova – Engineer, TatNIPIneft Tatneft PJSC

216 Sovetskaya st., Almetyevsk, 423462, Russian Federation

Almaz I. Mullakaev – Assistant Professor at the Department of Regional Geology and Mineral resources, Institute of geology and petroleum technologies, Kazan (Volga Region) Federal University

4/5 Kremlevskaya st., Kazan, 420111, Russian Federation

e-mail: almazmullakaev@gmail.com

Manuscript received 22 August 2024;
Accepted 21 January 2025; Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georesursy.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.22 УДК 553.982

Применение литолого-геохимического подхода для определения генезиса каверновых коллекторов доломитового резервуара (нижний девон, Гыданский полуостров)

К.Ю. Васильева[1], В.Б. Ершова[1,2], А.П. Вилесов[3], Т.Г. Окунева[4], А.Д. Рыбакова[4], Н.Г. Солошенко[4], В.Ю. Прокофьев[5], А.Е. Маслобоева[1], Д.А. Севрюков[3], И.Ю. Бугрова[1]*

[1]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*

[2]*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

[3]*Группа компаний «Газпром нефть», Санкт-Петербург, Россия*

[4]*Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия*

[5]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

На основе комплексного подхода, включающего петрографические, катодолюминесцентные, изотопные и геохимические исследования, а также термобарометрию, установлен генезис каверн в карбонатных породах нижнего девона Западно-Таймырского потенциально нефтегазоносного района (восточное побережье Гыданского полуострова). Примененный подход показал, что известняки, накопившиеся в условиях открытой сублиторали, претерпели раннюю доломитизацию, при этом сформировались доломиты с тонко-среднекристаллической матрицей, значительно уплотненные при последующем погружении и геостатической компакции. Образование трещин происходило в позднегерцинский этап тектонического развития региона (поздний карбон – пермь); к трещинам приурочены щелевидные каверны. И трещины, и каверны частично заполнены высокотемпературными генерациями доломита, кварца и кальцита; низкие отрицательные значения $\delta^{18}O$ и высокие положительные Eu/Eu^* аномалии подтверждают их гидротермальный генезис. Близость спектров нормализованных редкоземельных элементов во вмещающей породе и трещинной (каверновой) генерации карбоната свидетельствует о том, что источником вещества при кристаллизации трещинного карбоната в том числе была вмещающая порода. Полученные результаты показывают высокий потенциал использования примененного подхода при установлении этапов развития карбонатного коллектора и для прогноза его распространения в разрезе и по площади.

Ключевые слова: диагенез, каверны, история формирования коллектора, изотопно-геохимические исследования, доломиты, нижний девон, Гыданский полуостров

Для цитирования: Васильева К.Ю., Ершова В.Б., Вилесов А.П., Окунева Т.Г., Рыбакова А.Д., Солошенко Н.Г., Прокофьев В.Ю., Маслобоева А.Е., Севрюков Д.А., Бугрова И.Ю. (2025). Применение литолого-геохимического подхода для определения генезиса каверновых коллекторов доломитового резервуара (нижний девон, Гыданский полуостров). *Георесурсы,* 27(1), с. 114–124. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.22

Введение

Восстановление истории вторичных преобразований, а также определение условий и последовательности этих преобразований являются важными вопросами при изучении карбонатных коллекторов, так как постседиментационные события (во время диагенеза, катагенеза, а также гидротермальных и метасоматических преобразований) способны в значительной степени изменять пустотное пространство карбонатных пород. В значительной степени реконструкция условий вторичных преобразований основывается на полевых наблюдениях, при этом играют значительную роль такие характеристики, как распределение вторичных изменений снизу вверх по разрезу и по латерали, приуроченность к трещинам и разломам, горизонтам стратиграфических несогласий и интрузивным телам. При работе с керном глубоких скважин многие площадные характеристики вторичных процессов оказываются недоступными или ограничено доступными, и в значительной степени приходится опираться на литологические характеристики пород, представленные в ограниченном керновом материале. Тем не менее,

* Ответственный автор: Ксения Юрьевна Васильева
e-mail: k.vasilyeva@spbu.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

как показано, в частности, в (Machel, 2004), одинаковые по составу и облику карбонатные минералы могут кристаллизоваться в различных обстановках, при этом образовывая различные формы тел. Например, доломит может кристаллизоваться как на этапе раннего (морского диагенеза), так и в процессе погружения на любых глубинах, и при гидротермальной проработке известнякового разреза (Machel, 2004). При этом, форма доломитовых тел будет в значительной степени предопределяться в первом случае седиментационной средой и морфологией крупных карбонатных осадочных тел (рифов, карбонатных платформ), во втором – характеристикой флюида и его источником, а в третьем – близостью к разломам и трещинам.

Привлечение дополнительных прецизионных аналитических методов может играть важную роль при реконструкции условий вторичных преобразований карбонатных коллекторов. В научной литературе при проведении исследований карбонатных пород выработалось несколько подходов: детальный анализ седиментологии разреза, изучение шлифов, данные изотопно-геохимических и термобарометрических исследований. Такой комплексный подход успешно применяется рядом авторов для изучения как традиционных карбонатных коллекторов (например, Fu et al., 2006; Bai et al., 2020), так и низкопроницаемых пород (Yurchenko et al., 2021). К настоящему времени подходы к интерпретации подобных исследований уже многократно апробированы (например, Zheng et al., 2019; Koeshidayatullah et al., 2020; Breislin et al., 2022; Liang et al., 2022), что делает возможным уверенную интерпретацию собственных данных при сравнении с имеющимися моделями.

Объектом настоящего исследования являются доломиты эмсского яруса (нижний девон), вскрытые одной из скважин в пределах восточного побережья Гыданского полуострова (рис. 1). Интерес к данному региону определяется его доказанным нефте- и газоносным потенциалом (Букатова и др., 2022; Зинченко и др., 2022), преимущественно сосредоточенным в породах мощного палеозойского карбонатного комплекса. Доломиты эмсского возраста отобраны на глубине более 2500 м. Они неравномерно кавернозные и трещиноватые (рис. 2) и характеризуются сложной структурой пустотного пространства. Для каверн существует две главные модели образования: 1) частичное растворение пород в условиях поверхностного и приповерхностного карста; 2) проработка пород гидротермальными растворами. Первый тип каверн связан с поверхностями перерыва (Ahr, 2008; Moor, Wade, 2013; Dan et al., 2018; Zhou et al., 2022), в то время как второй тип каверн локализуется вблизи тектонических нарушений (Davies, Smith, 2006; Dristas et al., 2017; Вилесов, Чертина, 2020), поэтому восстановление процессов, влияющих на образование каверн, может нести важную информацию при построении геологической модели кавернозного карбонатного резервуара и прогнозе латерального распространения коллектора. Целью данной работы являлась реконструкция истории вторичных преобразований и формирования трещинно-кавернового карбонатного коллектора с использованием комплексного подхода на примере эмсских отложений нижнего девона одной из скважин, пробуренных в пределах Гыданского полуострова.

Геологическое строение изучаемой территории

Регион исследований располагается в северо-западной части Красноярского края, на левом берегу Енисейского залива (рис. 1). Тектонически регион расположен в зоне сочленения Западно-Сибирского мегабассейна, складчатой системы Таймыра и Енисей-Хатангского прогиба. Залегание изучаемого палеозойского комплекса осложнено рядом разрывных нарушений позднепалеозойского и позднетриасового возраста, а также интрузивными образованиями раннетриасового траппового магматизма (Перетолчин и др., 2022).

В строении разреза палеозойского комплекса региона участвуют породы ордовикского, силурийского, девонского и каменноугольного возраста преимущественно карбонатного состава; породы в разной степени трещиноватые (Вилесов и др., 2022). В настоящее время разрез палеозоя вскрыт бурением до среднего ордовика (Букатова и др., 2022). Вышележащие мезозойские отложения по составу вулканогенные, вулканогенно-осадочные и глинисто-терригенные. Эмсский ярус нижнего девона вскрыт в интервале глубин ~ 2700–2800 м. В этом интервале в первой поисковой скважине выполнен один отбор керна (9 м) с целью характеристики вещественного состава разреза и получения информации о нефтематеринских породах и породах-коллекторах. Породы в интервале отбора представлены вторичными темно-серыми тонко-, среднекристаллическими доломитами, с системой тектонических трещин и крупных каверн, связанных трещинами. В породах сохранились остатки морской фауны – строматопороидей и кораллов. Седиментация происходила в пределах открытой сублиторали со слабой придонной гидродинамикой (Вилесов и др., 2022) и накоплением карбонатного ила.

Материалы и методы исследований

Материалом для работы послужили описания и фотографии керна кавернозных доломитов (~10 м), а также 18 образцов, отобранных из данного разреза на разные виды аналитических исследований. В рамках настоящей работы были использованы результаты петрографических, катодолюминесцентных, изотопно-геохимических и термобарометрических исследований. Описание структур и текстур вторичных доломитов приведено согласно классификациям Сибли и Грегга (Sibley, Gregg, 1987) и Фолка (Folk, 1962). Для анализа последовательности постседиментационных изменений использовался стадиальный анализ (Япаскурт, 1995; Flugel, 2004). Описания типов пустот приведено в соответствии с классификацией (Choquette, Pray, 1970). Для реконструкции процессов формирования каверн и их частичного заполнения из образцов микродрилом были выделены пробы на изотопные и геохимические исследования из вмещающих пород и доломитов, инкрустирующих стенки каверн и трещин. Изотопные исследования (10 проб из вмещающих пород и 8 проб из каверновых и трещинных доломитов) проводились на изотопном масс-спектрометре Delta V Plus (Thermo Fisher Scientific, Германия) в лаборатории изотопного и элементного анализа Казанского федерального университета. Геохимические исследования проводились

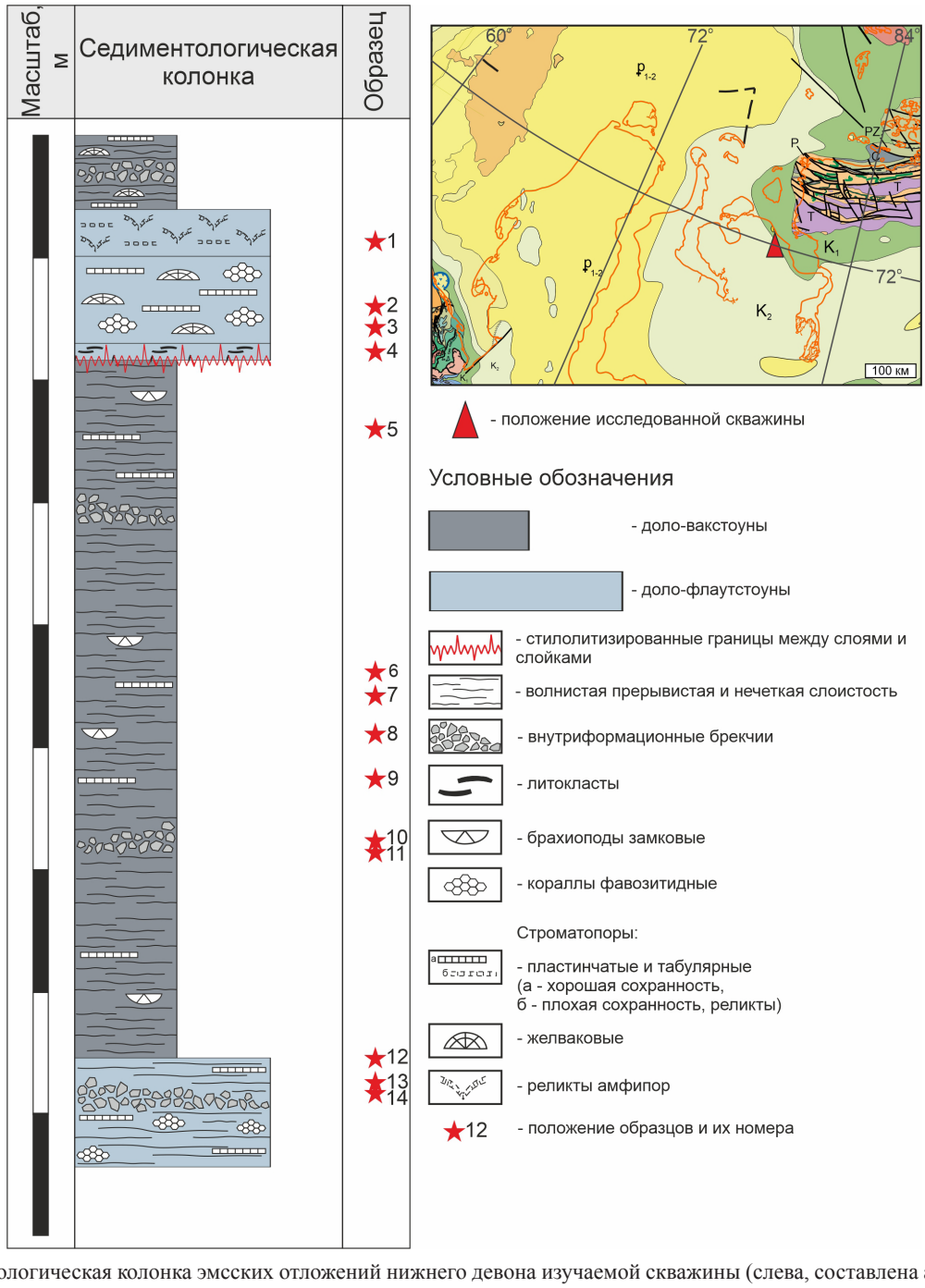


Рис. 1. Седиментологическая колонка эмсских отложений нижнего девона изучаемой скважины (слева, составлена авторами) с указанием положения изученных образцов, а также местоположение скважины на геологической карте (справа)

после растворения в HCl и HNO_3 и выделения нерастворимого остатка для исключения его влияния на результаты анализов. Геохимические анализы (5 проб из вмещающих доломитов и 5 проб из трещин) были выполнены на спектрометрах Perkin Elmer ICP-AES Optima 8000 DV и NexION 300S (Perkin Elmer) в Институте геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН (ИГГ УрО РАН). Исследования геохимического состава горных породы с применением методов масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) и атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-АЭС) выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН №12301180012-9 с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик». Термобарометрические исследования для флюидных включений (3 образца) выполнялись в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН при помощи измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы «Linkam» (Англия), микроскопа «Olympus BX51», видеокамеры и управляющего компьютера.

Результаты исследований

Петрографическая и катодолюминесцентная характеристика изучаемых пород. Последовательность постседиментационных изменений

Породы изученного интервала представлены серыми неравномерно трещиноватыми и кавернозными доломитами (рис. 2), сложенными идиоморфными субгедральными кристаллами доломита размером 0,05–0,1 мм, темными

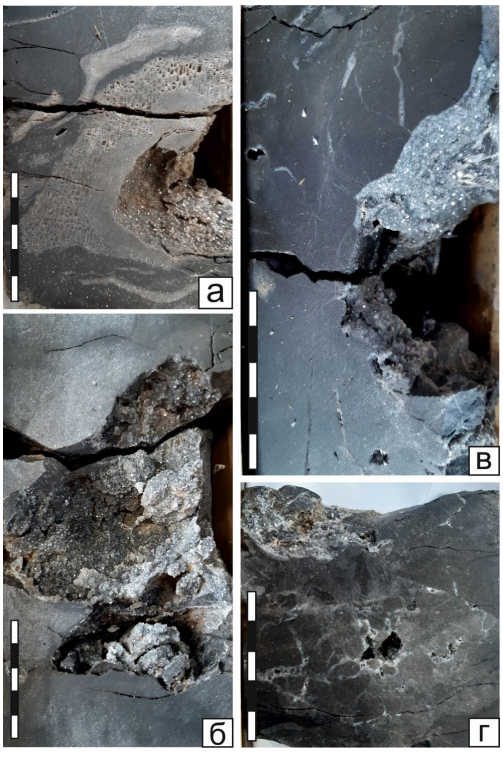


Рис. 2. Фотографии кавернозных и трещиноватых доломитов эмсского яруса (вертикальные спилы керна): а – крупная каверна по частично растворенной массивной колонии табулятного коралла; б – крупная полость растворения с инкрустациями по стенкам кристаллами доломита и кальцита; в – трещиновато-кавернозный доломит с невыдержанными по ширине трещинами; г – брекчированный трещиновато-кавернозный доломит. Длина масштабной линейки – 5 см.

в проходящем свете, образующими плотную мозаичную практически непористую структуру. В породах встречаются реликты скелетов кораллов и строматопороидей, замещенные доломитом с более крупными (до 0,15 мм) прозрачными кристаллами, с зональным темно-красным КЛ-свечением. В изученных карбонатах встречаются тонкие разнонаправленные трещины, заполненные доломитом, а также разнообразные по форме каверны, переходящие в полости (до 10 см в диаметре), развитые как по остаткам фауны, так и в результате растворения матрикса вдоль трещин. Трещины и каверны могут быть частично заполнены крупными цементыми идиоморфными кристаллами доломита (размер кристаллов до 1 мм), реже – аутигенными кварцевыми зернами размером до 0,3 мм, без катодолюминесценции. Доломит, инкрустирующий стенки каверн, в проходящем свете прозрачный, иногда зональный, обладает зональной катодолюминесценцией в разных оттенках красного цвета. В единичных случаях остальное пространство может быть заполнено кальцитом с тусклым коричневатым катодолюминесцентным свечением (рис. 3). Редко в доломитах появляются стилолитовые швы, выполненные органическим веществом.

Таким образом, по результатам петрографических и катодолюминесцентных исследований, выделен ряд постседиментационных изменений и восстановлена их последовательность (рис. 3, 4). Наиболее ранним процессом являлась доломитизация матрикса (образование доломита генерации D1); следующим процессом, следы которого отмечаются, было раскрытие трещин. Каверны тяготеют к трещинам, поэтому мы предполагаем, что выщелачивание породы и образование каверн происходило после трещинообразования. После того как и каверны, и трещины были сформированы, началось их заполнение второй генерацией доломита (D2), а затем – кварцем (Qz) и кальцитом (Cal). Стилолитовые швы, в свою очередь, секут кристаллы доломита в кавернах и трещинах, и на границе со стилолитовыми швами кристаллы доломита частично растворяются, то есть стилолитовые швы могли образоваться после доломита генерации D2. Взаимоотношения образования стилолитовых швов с другими процессами не устанавливаются. Обобщенная последовательность постседиментационных процессов показана на рис. 4.

Результаты геохимических исследований

Для исследований геохимических характеристик было отобрано 10 проб – 5 проб из вмещающих доломитов (максимально далеко от каверн) и 5 из кристаллов доломита с поверхности стенок каверн. Результаты геохимических исследований (табл. 1) показывают, что доломиты характеризуются нестехиометричным составом с преобладанием кальция в составе доломита (отношение Ca/Mg – от 1,74 до 1,95, в стехиометричном доломите это соотношение составляет 1,67); содержания железа повышены в кавернових доломитах (0,08–0,27% Fe) относительно вмещающих (0,05–0,07 % Fe).

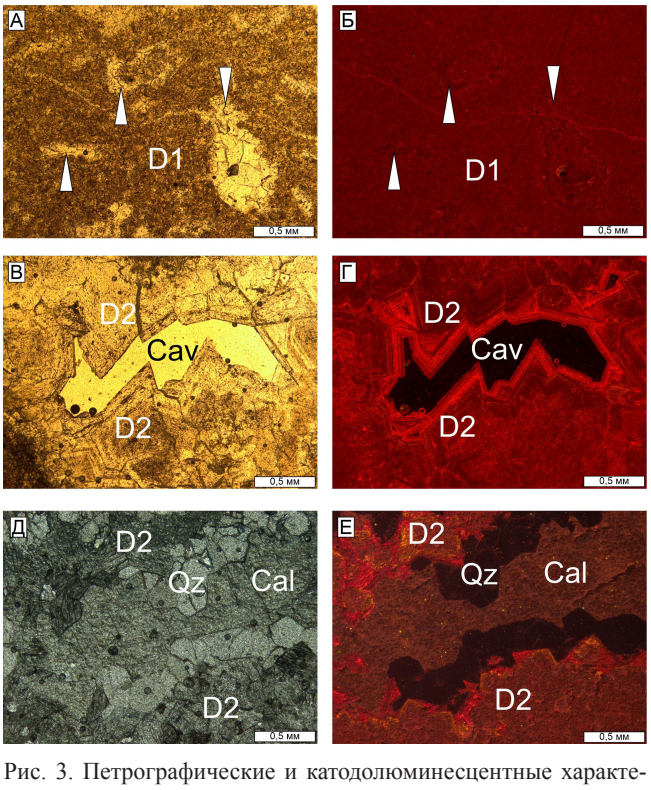


Рис. 3. Петрографические и катодолюминесцентные характеристики исследованных доломитов, слева фотографии в проходящем свете, справа – те же участки, при катодолюминесцентном свечении. Индексами на фотографиях показаны: D1 – ранний доломит, замещающий матрикс, D2 – каверновый доломит, Qz – аутигенный кварц в кавернах, Cal – кальцит в кавернах, Cav – незаполненная каверна, белыми стрелками показаны реликты биокластов.

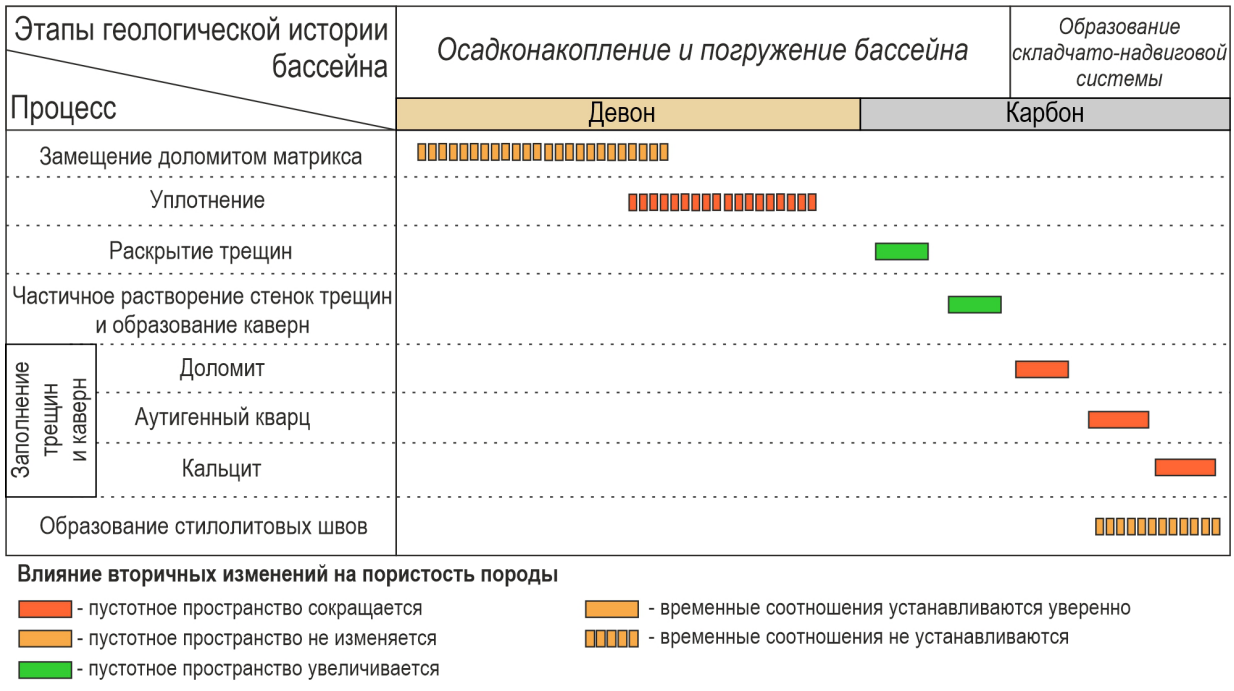


Рис. 4. Последовательность постседиментационных изменений в изученных породах эмсского возраста

	Номера образцов*									
	6вм	**6кав**	**7вм**	**7кав**	**8вм**	**8кав**	**9вм**	**9кав**	**10вм**	**10кав**
Ca, %	14,76	15,90	13,49	14,71	12,86	12,93	14,80	12,29	13,29	15,30
Mg, %	7,85	8,70	7,42	7,56	7,38	6,66	7,79	6,46	7,12	8,00
Fe, %	0,05	0,008	0,05	0,008	0,07	0,11	0,05	0,12	0,05	0,27
Mn, ppm	40	50	30	60	40	60	40	50	40	50
Sr, ppm	60	60	40	60	70	50	70	60	50	70
La, ppm	0,4	0,37	0,18	0,35	0,28	0,31	0,36	0,37	0,4	0,6
Ce, ppm	0,53	0,47	0,24	0,45	0,34	0,37	0,53	0,42	0,7	0,9
Pr, ppm	0,06	0,054	0,031	0,048	0,042	0,041	0,06	0,041	0,09	0,1
Nd, ppm	0,26	0,21	0,12	0,19	0,17	0,16	0,25	0,15	0,35	0,4
Sm, ppm	0,049	0,043	0,025	0,041	0,035	0,029	0,05	0,027	0,08	0,08
Eu, ppm	0,17	0,4	0,08	0,6	0,27	0,28	0,024	0,34	0,029	0,41
Gd, ppm	0,082	0,064	0,042	0,062	0,057	0,051	0,079	0,046	0,11	0,12
Tb, ppm	0,01	0,007	0,005	0,006	0,007	0,006	0,01	0,005	0,015	0,014
Dy, ppm	0,06	0,042	0,034	0,034	0,046	0,031	0,06	0,027	0,09	0,08
Y, ppm	0,9	0,5	0,5	0,4	0,7	0,4	0,6	0,3	0,8	0,7
Ho, ppm	0,015	0,009	0,008	0,008	0,011	0,007	0,013	0,006	0,02	0,016
Er, ppm	0,044	0,025	0,025	0,022	0,032	0,02	0,036	0,016	0,056	0,047
Tm, ppm	0,006	0,003	0,0032	0,0031	0,004	0,0026	0,005	0,0024	0,008	0,007
Yb, ppm	0,04	0,02	0,021	0,019	0,03	0,015	0,03	0,016	0,05	0,04
Lu, ppm	0,006	0,003	0,003	0,0028	0,004	0,0026	0,005	0,0025	0,008	0,007
Y/Ho	60	56	63	50	64	57	46	50	40	44
Ce/Ce*	0,77	0,75	0,73	0,77	0,71	0,73	0,82	0,74	0,85	0,84
Eu/Eu*	14	44	14	73	33	40	2	56	2	23

Табл. 1. Концентрации главных, малых и рассеянных элементов в пробах изученных доломитов. * Номера образцов соответствуют представленным на колонке на рис. 1; если после номера образца стоит «вм» – пробу отбирали из вмещающего доломита, если стоит «кав» – пробу отбирали из доломита, инкрустирующего края каверн.

Каверновые доломиты характеризуются более высокими Eu/Eu* аномалиями (23–73) и более низкими Y/Ho отношениями (44–57) по сравнению с вмещающими доломитами (во вмещающих доломитах Eu/Eu* аномалия варьирует от 2 до 33, Y/Ho отношение варьирует от 40 до 64). Две пробы из вмещающих пород характеризуются относительно низкими Eu/Eu* аномалиями (=2), возможно, эти пробы в наименьшей степени претерпели гидротермальное воздействие и отражают геохимические характеристики доломитов, образовавшихся на наиболее раннем этапе преобразований. Остальные три пробы вмещающих доломитов характеризуются более высокими Eu/Eu* аномалиями, что, скорее всего, связано с их проработкой гидротермальными флюидами (Michard, Albarede, 1986; Alexander et al., 2008; Mongelli et al., 2018). Таким образом, можно считать, что источником доломита выполнения каверн являются гидротермальные растворы, в то время как в формирование геохимических характеристик вмещающих пород значительный вклад внесли как гидротермальные флюиды, так и флюиды другой природы (см. раздел «Результаты изотопных исследований»).

На рис. 5 хорошо видно, что несмотря на отличающуюся величину аномалий и соотношений ряда редкоземельных элементов, общая форма спектров нормализованных концентраций редкоземельных элементов похожа: спектры имеют почти прямую форму с положительными

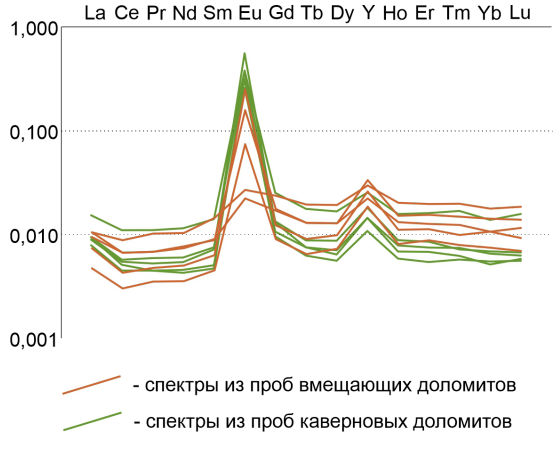


Рис. 5. Спектры PAAS-нормализованных концентраций для проб доломитов из исследованного интервала

Eu/Eu* и Y аномалиями. Схожесть спектров позволяет предполагать, что гидротермальные растворы, проходя по трещинам, частично растворяли стенки вмещающей породы, а затем при пересыщении или на геохимических барьерах из раствора выпадали карбонатные минералы – доломит и кальцит, которые в некоторой степени унаследовали геохимические характеристики вмещающих пород.

Результаты изотопных исследований

Для изотопных исследований было сделано 8 проб из вмещающих доломитов (генерация D1) и 10 проб из цементных доломитов (генерация D2), инкрустирующих стенки каверн и трещин. Результаты приведенных исследований (рис. 6) показывают, что по изотопным характеристикам вмещающие породы близки к составу карбонатных минералов, кристаллизующихся из морской воды ($\delta^{18}O$ варьирует от –4,2 до +0,36 ‰ V-PDB, значения $\delta^{13}C$ характерны для растворенного неорганического углерода морской воды – от –2,86 до –1,03 ‰ V-PDB). Эти точки образуют отдельное поле на диаграмме изотопного состава, это поле почти не пересекается с полем доломитов, отобранных из стенок каверн и трещин. В доломитах инкрустирующие стенки трещин и каверн $\delta^{18}O$ ниже и составляет от –11,9 до –4,19 ‰ V-PDB (попадая в область гидротермальных карбонатных минералов), соотношения $\delta^{13}C$ близки к вмещающим доломитам и составляют от –3,5 до –1,73 ‰ V-PDB.

Результаты термобарометрических исследований

Термобарометрические исследования были проведены для кавернового доломита (табл. 2, рис. 7) и кальцита. Установлено, что каверновый доломит кристаллизовался из растворов с соленостью 3,3 до мас.%-экв. $CaCl_2$, в составе которых преобладали ионы Na, Mg и Ca (об этом говорят низкие температуры эвтектики –40 °C), при этом температура гомогенизации (минимальная температура захвата включения) составляет 182 °C. Кальцит кристаллизовался из NaCl растворов при минимальных температурах 127 °C и соленостью 3,9 мас.%-экв. NaCl. Таким образом, термобарометрические исследования в значительной степени подтверждают выводы геохимических и изотопных исследований о высокотемпературной

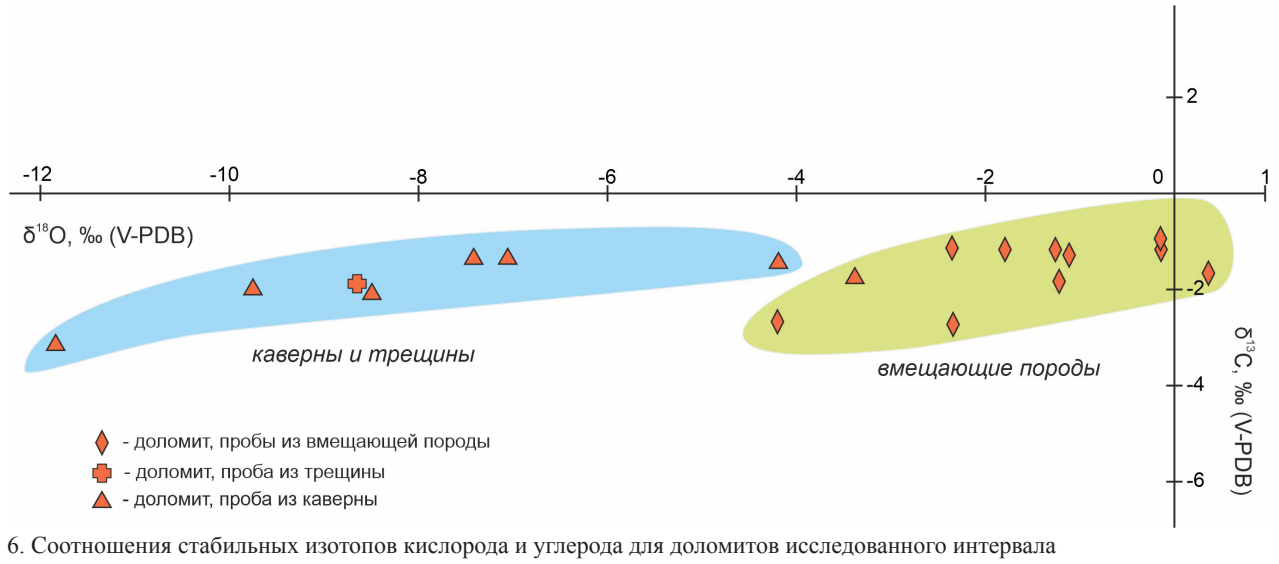


Рис. 6. Соотношения стабильных изотопов кислорода и углерода для доломитов исследованного интервала

Образец	Генерация минерала	Тип включений*	Количество включений	$T_{гом}$, °C	$T_{эвт}$, °C	T пл. льда, °C	$C_{солей}$, мас. % экв. $CaCl_2$	d, г/см^3
1	доломит D1	1 П	3	129	-27	-2,0	3,3	0,96
7	кальцит Cal	1 П-В	4	182	-40	-2,4	3,9	0,92

Табл. 2. Результаты термобарометрических исследований минералов, заполняющих трещины и каверны в изученных образцах. * Тип включений: П – первичные, П-В – первично-вторичные; $T_{гом}$ – температура гомогенизации, $T_{эвт}$ – температура эвтектики, $T_{пл}$ – температура плавления последнего кристалла льда, $C_{солей}$ – рассчитанная массовая доля солей, d – плотность флюида.

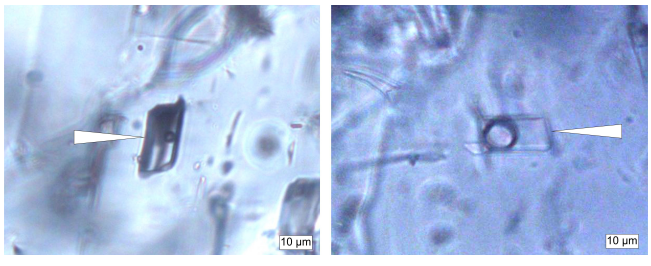


Рис. 7. Фотографии двухфазных водно-солевых включений (показаны белыми стрелками) при комнатной температуре в каверновом доломите из исследованного интервала

гидротермальной природе флюидов, которые приводили к растворению стенок каверн и переотложению карбонатных минералов.

Обобщение результатов и реконструкция истории постседиментационных изменений

Исходные известняки, сохранившиеся с момента осадконакопления, в интервале отбора керна не представлены. В изученных доломитах встречены редкие реликты биокластов (структура близка к мад- и вакстоунам по классификации Данхэма (Dunham, 1962) и отдельных скелетов (флаустоуны) (Вилесов и др., 2022). По всей видимости, во время осадконакопления до литификации осадки представляли собой мад-вакстоуны, реже флаутстоуны, сложенные кальцитом, либо арагонитом, при этом в микритовом матриксе присутствовали межкристаллические поры, в которых сохранялась морская вода, захваченная во время осадконакопления. При погружении и постепенной литификации происходил ионный обмен вмещающей породы и поровых вод, что приводило к доломитизации пород. Изотопно-геохимические характеристики ($\delta^{18}O$, Y/Ho отношение, отсутствие Eu/Eu* аномалии) образованных доломитов показывают, что они, скорее всего, не были связаны с гидротермальными процессами и частично сохранили метки морской воды. Доломит, заместивший матрикс породы, обладает идиоморфными субгедральными кристаллами и плотной мозаичной структурой, то есть ранняя доломитизация не увеличила пористость породы; возможно, дополнительно породы были уплотнены при дальнейшем погружении пород.

В позднем карбоне – ранней перми при позднегерцинской тектонической активизации (Перетолчин и др., 2022) в породах сформировалась система трещин, которые служили проводящими каналами для гидротермальных минерализованных растворов. Гидротермальная природа каверн подтверждается как изотопными метками каверновых доломитов (цементные доломиты образуют отдельное поле с довольно низкими значениями $\delta^{18}O$ от –11,9 до –4,19 ‰ V-PDB, рис. 6), так и их геохимическими характеристиками – высокими Eu/Eu* аномалиями и высокими температурами гомогенизации газово-жидких включений (182 °C). Минерализация растворов, из которых кристаллизовался каверновый доломит, близка к морской (39 ‰ судя по данным термобарометрии). Кальцит, кристаллизовавшийся после доломита, характеризуется более низкими температурами гомогенизации (127 °C), и, возможно, его кристаллизация происходила при остывании гидротермальных флюидов и удалении из растворов двухвалентных ионов Mg.

Основными путями миграции растворов являлись трещины, однако вмещающие породы при взаимодействии с гидротермами частично растворялись (с образованием каверн); растворенные карбонаты быстро переотлагались в пределах того же стратиграфического уровня на стенках каверн и трещин, однако в результате температурного фракционирования трещинные генерации кальцита и доломита характеризуются более низкими (по сравнению с вмещающими породами) значениями $\delta^{18}O$ и более высокими Eu/Eu* аномалиями. Предполагаемая модель развития коллектора в изученных породах эмского яруса показана на рис. 8.

Заключение

По данным, полученным в ходе исследования, нами была построена модель изменения структуры пустотного пространства карбонатных пород нижнего девона на примере первой поисковой скважины в восточной части Гыданского полуострова, и показано, как процессы постседиментационных преобразований карбонатных пород эмсского возраста определялись этапами геологического развития бассейна. Основными этапами развития пород-коллекторов данного стратиграфического уровня являются следующие.

1. На наиболее раннем этапе произошла доломитизация первичных осадков морскими водами; геохимические характеристики ($\delta^{18}O$, соотношения Y/Ho) вмещающих тонко-, среднекристаллических доломитов близки к характеристикам карбонатных пород, сформировавшихся из морской воды. В результате ранней доломитизации и при последующем уплотнении погружения образовывались плотные, практически непористые, породы.

2. В позднем карбоне – ранней перми породы претерпели растрескивание, и по трещинам мигрировали гидротермальные флюиды; эти флюиды частично растворяли стенки трещин, что приводило к образованию каверн, а затем эти флюиды были источником вещества для кристаллизации доломита, который частично заполнял трещины и каверны. Гидротермальная природа растворов, из которых происходила кристаллизация кавернового

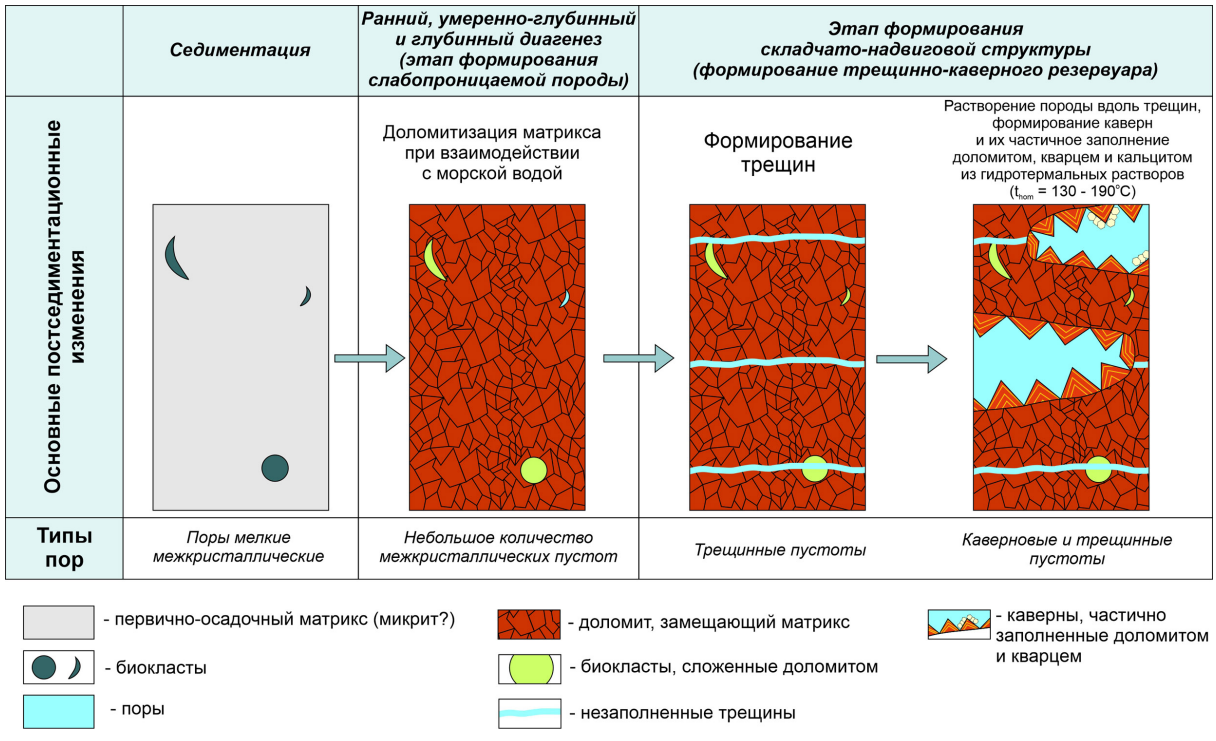


Рис. 8. Модель постседиментационных преобразований и изменения порового пространства для кавернозных доломитов исследованного интервала

доломита, хорошо подтверждается высокими минимальными температурами захвата двухфазных водно-солевых включений (182 °C), низкими отрицательными значениями $\delta^{18}O$ и высокими положительными Eu/Eu^* аномалиями.

Таким образом, развитие коллекторских свойств изученного интервала доломитов эмсского возраста в значительной степени было связано с формированием системы тектонических нарушений и гидротермальных преобразований толщи. Распространение коллекторов такого типа ограничено зонами разрывных нарушений. Результаты проведенных комплексных исследований можно использовать при прогнозе латерального распространения коллекторов в изучаемом потенциально перспективном нефтегазоносном регионе.

Благодарности

Авторы выражают глубокую благодарность рецензентам за замечания и предложения, которые позволили значительно улучшить работу.

Литература

Букатова Е.М., Ужегова Ю.А., Погребнюк С.А., Федоров С.А., Вилесов А.П., Перетолчин К.А., Морозов Н.В., Грановский А.М. (2022). Перспективы нефтегазоносности ордовикско-каменноугольных отложений слабоизученной зоны Западного Таймыра в условиях ограниченных данных. *PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти*, 7(4), с. 28–39.

Вилесов А.П., Чертина К.Н. (2020). Палеокарст, гидротермокарст и карстовые коллекторы франских рифов Рыбкинской группы. *Георесурсы*, 22(2), с. 15–28.

Вилесов А.П., Ершова В.Б., Соловьева А.Д. (2022). Литологическая и седиментологическая характеристика разреза палеозойского комплекса Западно-Таймырского потенциально нефтегазоносного района (по данным бурения). *PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти*, 7(4), с. 14–27.

Зинченко И.А., Морозов Н.В., Перетолчин К.А., Куркин А.А., Погребнюк С.А. (2022) История развития углеводородных систем Западно-Таймырского потенциально нефтегазоносного района по результатам бассейнового моделирования. *PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти*, 7(4), с. 124–133.

Перетолчин К.А., Ершова В.Б., Худолей А.К., Нилов С.П. (2022). Тектоническая история зоны сочленения Таймырского складчато-надвигового пояса и структур Гыданского полуострова. *PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти*, 7(4), с. 83–93.

Япаскурт О.В. (1994). Стадиальный анализ литогенеза. Москва: Издательство МГУ, 142 с.

Ahr W.M. (2008). Geology of Carbonate Reservoirs. New York: John Wiley and Sons, 277 p. https://doi.org/10.1002/9780470370650

Alexander B.W., Bau M., Andersson P., Dulski P. (2008). Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochim. Et Cosmochim Acta*, 72, pp. 378–394. https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.10.028

Bai H., Huang W., Ma B., Wang W. (2020). Mesogenetic diagenesis of the Ordovician limestone in Yubei area, Tarim Basin, NW China. *Carbonates Evaporites* 35, 77. https://doi.org/10.1007/s13146-020-00610-8

Breislin C.J., Banks V.J., Crowley S.F., Marshall J.D., Millar I., Riding J.B., Hollis C.E. (2022). Mechanisms controlling the localisation of fault-controlled hydrothermal dolomitisation, Derbyshire Platform, UK. *The Depositional Record*, 9(3), pp. 734–758. https://doi.org/10.1002/dep2.214

Choquette P.W., Pray, L.C. (1970). Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, pp. 207–250. https://doi.org/10.1306/5D25C98B-16C1-11D7-8645000102C1865D

Dan Y., Lin L., Liang B., Zhang Q., Yu Y., Cao J., Li J. (2018). Eogenetic Karst Control of Carbonate Reservoirs during a Transient Exposure: A Case Study of the Ordovician Yingshan Formation in the Northern Slope of the Tazhong Uplift, Tarim Basin, China. *Minerals*, 8(8), 342. https://doi.org/10.3390/min8080345

Dunham R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG*, 1, pp. 108–121. https://doi.org/10.1306/M1357

Davies G.R., Smith L.B. (2006). Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 90, pp. 1641–1690. https://doi.org/10.1306/05220605164

Dristas J.A., Martínez J.C., van den Kerkhof A.M., Massonne H.J., Theye T., Frisicale M.C., Gregori D.A. (2017). Hydrothermal karst and associated breccias in Neoproterozoic limestone from the Barker-Villa Cacique area (Tandilia belt), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 76(7), pp. 182–197. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.002

Flugel E. (2010). Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. Springer-Verlag Berlin Heiderberg, 984 p. https://doi.org/10.1007/978-3-642-03796-2

Folk R.L. (1965). Some aspects of recrystallization in ancient limestones. L. C. Pray, and R. S. Murray, eds. *Dolomitization and Limestone Diagenesis*: Tulsa, OK, SEPM Special Publication, 13, pp. 14–48.

Fu Q., Qing H., Bergman K. M. (2006). Dolomitization of the Middle Devonian Winnipegosis carbonates in south-central Saskatchewan, Canada. *Sedimentology*, 53(4), pp. 825–848. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00794.x

Koeshidayatullah A., Corlett H., Stacey J., Swart P., Boyce A., Robertson H., Whitaker F., Hollis C. (2020). Evaluating new fault-controlled hydrothermal dolomitization models: Insights from the Cambrian Dolomite, Western Canadian Sedimentary Basin. *Sedimentology*, 67(6), pp. 2945–2973. https://doi.org/10.1111/sed.12729

Liang J., Liu S., Li L., Dai J., Li X., Mou C. (2022). Geochemical Constraints on the Hydrothermal Dolomitization of the Middle-Upper Cambrian Xixiangchi Formation in the Sichuan Basin, China. *Frontiers in Earth Science*, 10. https://doi.org/10.3389/feart.2022.927066

Machel H.G. (2004). Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. *Geological Society*, 235, pp. 7–63. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.235.01.02

Michard A., Albarède F. (1986). The REE content of some hydrothermal fluids. *Chem. Geol*, 55, pp. 51–60. https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90127-0

Mongelli G., Sinisi R., Paternoster M., Perri F. (2018). REEs and U distribution in P-rich nodules from Gelasian Apulian Tethyan carbonate: A genetic record. *J. Geochem. Explor*, 194, pp. 19–28. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.07.010

Moore C.H., Wade W.J. (2013). Carbonate reservoirs porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. Amsterdam, Netherlands; Oxford, England: Elsevier, 389 p.

Sibley D.F., Gregg J.M. (1987). Classification of dolomite rock textures.*Journal of Sedimentary Petrology*, 57, pp. 967–975. https://doi.org/10.1306/212F8CBA-2B24-11D7-8648000102C1865D

Yurchenko A., Voropaev A., Kozlova E., Morozov N., Spasennykh M. (2021). Application of the Data on δ^{13C} and $\delta^{18}O$ of Carbonates for the Study of Unconventional Reservoirs on the Example of the Bazhenov Source Rocks, Western Siberia, Russia. *Geoscience*, 11(7), pp. 264–280. https://doi.org/10.3390/geosciences11070264

Zheng H., Ma Y., Chi G., Qing H., Liu B., Zhang X., Shen Y., Liu J., Wang Y. (2019). Stratigraphic and Structural Control on Hydrothermal Dolomitization in the Middle Permian Carbonates, Southwestern Sichuan Basin (China). *Minerals*, 9(1). https://doi.org/10.3390/min9010032

Zhou Z., Wang X., Tang X., Wang W., Zhou H., Yang Y., Wen L., Huo F., Pei S. (2023). Karst paleotopography on top of the Dengying Formation and petroleum geological significance in the Central Sichuan Basin, China. *Energy Exploration & Exploitation*, 41(2), pp. 451–480. https://doi.org/10.1177/01445987221143580

Сведения об авторах

Ксения Юрьевна Васильева – кандидат геол.-минерал. наук, доцент, Санкт-Петербургский государственный университет

Россия, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. 7/9

e-mail: k.vasilyeva@spbu.ru

Виктория Бэртовна Ершова – кандидат геол.-минерал. наук, доцент, Санкт-Петербургский государственный университет

Россия, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. 7/9

e-mail: v.ershova@spbu.ru

Александр Петрович Вилесов – кандидат геол.-минерал. наук, ведущий эксперт, Группа компаний «Газпром нефть»

Россия, 190000, Санкт-Петербург, набережная реки Мойки, д. 75–79, литер Д

e-mail: Vilesov.AP@gazpromneft-ntc.ru

Татьяна Геннадьевна Окунева – младший научный сотрудник, Лаборатория физических и химических методов исследования, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН

Россия, 620010, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

e-mail: okunevatatjana@mail.ru

Анна Дмитриевна Рыбакова – инженер-исследователь, Лаборатория физических и химических методов исследования, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН

Россия, 620010, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

Наталья Геннадьевна Солошенко – научный сотрудник, Лабратория физических и химических методов исследования, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН

Россия, 620010, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15

e-mail: soloshenko@igg.uran.ru

Всеволод Юрьевич Прокофьев – доктор геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, Лаборатория геохимии, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., д. 35

e-mail: vpr@igem.ru

Анна Евгеньевна Маслобоева – инженер исследователь, Санкт-Петербургский государственный университет

Россия, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. 7/9

e-mail: masloboeva0713@gmail.com

Денис Александрович Севрюков – заместитель руководителя программы проектов по геологии и разработке, Группа компаний «Газпром нефть»

Россия, 191167, Санкт-Петербург, Синопская набережная, д. 22

e-mail: Sevryukov.DA@tmn.gazprom-neft.ru

Ирина Юрьевна Бугрова – кандидат геол.-минерал. наук, доцент, Санкт-Петербургский государственный университет

Россия, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб. 7/9

e-mail: i.bugrova@spbu.ru

Статья поступила в редакцию 08.10.2024;
Принята к публикации 03.03.2025; Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Application of Lithological and Geochemical Approach to Determine the Genesis of Dolomite Cavernous Reservoir (Lower Devonian, Gydan Peninsula)

K.Yu. Vasileva[1], V.B. Ershova[1,2], A.P. Vilesov[3], T.G. Okuneva[4], A.D. Rybakova[4], N.G. Soloshenko[4], V.Yu. Prokofiev[5], A.E. Masloboeva[1], D.A. Sevrukov[3], I.Yu. Bugrova[1]*

[1]*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation*
[2]*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[3]*Gazprom neft Group of Companies, St. Petersburg, Russian Federation*
[4]*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russian Federation*
[5]*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[*]*Corresponding author: Kseniia Yu. Vasileva, e-mail: k.vasilyeva@spbu.ru*

Abstract. To evaluate the origin of cavernous hydrocarbon reservoir in the Lower Devonian dolostones (Western Taimyr, eastern coast of the Gydan Peninsula), the host rocks and the infilling carbonate minerals were studied using an integrated approach, including petrographic, cathodoluminescence, isotopic, geochemical and fluid inclusion studies. This approach showed that limestones that accumulated in the open subtidal shelf zone underwent dolomitization in early diagenesis, and dolomites with a fine-crystalline matrix were formed; the dolostones were significantly compacted during subsequent subsidence and geostatic compaction. The dolostones underwent fracturing the Late Hercynian tectonic phase (Late Carboniferous – Permian); fractures are associated with fissure caverns. Both fractures and caverns are partially filled with high-temperature generations of dolomite, quartz and calcite; low negative $\delta^{18}O$ values and high positive Eu/Eu* anomalies confirm their hydrothermal genesis. Similarity in PAAS-normalized patterns of Rare Earth Elements in the host rock and vein (cavernous) carbonate mineral indicates that the source for the infilling carbonate was the host rock. The results obtained show the high potential of using the applied approach in establishing the stages of development of a carbonate reservoir and for predicting its distribution in the section and area.

Keywords: diagenesis, caverns, reservoir development, isotopic and geochemical studies, dolostone, Lower Devonian, Gydan Peninsula

Recommended citation: Vasileva K.Yu., Ershova V.B., Vilesov A.P., Okuneva T.G., Rybakova A.D., Soloshenko N.G., Prokofiev V.Yu., Masloboeva A.E., Sevrukov D.A., Bugrova I.Yu. (2025). Application of Lithological and Geochemical Approach to Determine the Genesis of Dolomite Cavernous Reservoir (Lower Devonian, Gydan Peninsula). *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 114–124. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.22

References

Ahr W.M. (2008). Geology of Carbonate Reservoirs. New York: John Wiley and Sons, 277 p. https://doi.org/10.1002/9780470370650

Alexander B.W., Bau M., Andersson P., Dulski P. (2008). Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochim. Et Cosmochim Acta*, 72, pp. 378–394. https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.10.028

Bai H., Huang W., Ma B., Wang W. (2020). Mesogenetic diagenesis of the Ordovician limestone in Yubei area, Tarim Basin, NW China. *Carbonates Evaporites* 35, 77. https://doi.org/10.1007/s13146-020-00610-8

Breislin C.J., Banks V.J., Crowley S.F., Marshall J.D., Millar I., Riding J.B., Hollis C.E. (2022). Mechanisms controlling the localisation of fault-controlled hydrothermal dolomitisation, Derbyshire Platform, UK. *The Depositional Record*, 9(3), pp. 734–758. https://doi.org/10.1002/dep2.214

Bukatova E.M., Uzhegova Yu.A., Pogrebnyuk S.A., Fedorov S.A., Vilesov A.P., Peretolchin K.A., Morozov N.V., Granovskii A.M. (2022). Oil and gas potential prospects of the Ordovician-Carboniferous deposits for West Taimyr under limited data conditions. *PRONEFT. Professional'no o nefti*, 7(4), pp. 28–39. (In Russ.)

Choquette P.W., Pray, L.C. (1970). Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, pp. 207–250. https://doi.org/10.1306/5D25C98B-16C1-11D7-8645000102C1865D

Dan Y., Lin L., Liang B., Zhang Q., Yu Y., Cao J., Li J. (2018). Eogenetic Karst Control of Carbonate Reservoirs during a Transient Exposure: A Case Study of the Ordovician Yingshan Formation in the Northern Slope of the Tazhong Uplift, Tarim Basin, China. *Minerals*, 8(8), 342. https://doi.org/10.3390/min8080345

Dunham R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG*, 1, pp. 108–121. https://doi.org/10.1306/M1357

Davies G.R., Smith L.B. (2006). Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 90, pp. 1641–1690. https://doi.org/10.1306/05220605164

Dristas J.A., Martínez J.C., van den Kerkhof A.M., Massonne H.J., Theye T., Frisicale M.C., Gregori D.A. (2017). Hydrothermal karst and associated breccias in Neoproterozoic limestone from the Barker-Villa Cacique area (Tandilia belt), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 76(7), pp. 182–197. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.002

Flugel E. (2010). Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. Springer-Verlag Berlin Heiderberg, 984 p. https://doi.org/10.1007/978-3-642-03796-2

Folk R.L. (1965). Some aspects of recrystallization in ancient limestones. L. C. Pray, and R. S. Murray, eds. *Dolomitization and Limestone Diagenesis*: Tulsa, OK, SEPM Special Publication, 13, pp. 14–48.

Fu Q., Qing H., Bergman K. M. (2006). Dolomitization of the Middle Devonian Winnipegosis carbonates in south-central Saskatchewan, Canada. *Sedimentology*, 53(4), pp. 825–848. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00794.x

Koeshidayatullah A., Corlett H., Stacey J., Swart P., Boyce A., Robertson H., Whitaker F., Hollis C. (2020). Evaluating new fault-controlled hydrothermal dolomitization models: Insights from the Cambrian Dolomite, Western Canadian Sedimentary Basin. *Sedimentology*, 67(6), pp. 2945–2973. https://doi.org/10.1111/sed.12729

Liang J., Liu S., Li L., Dai J., Li X., Mou C. (2022). Geochemical Constraints on the Hydrothermal Dolomitization of the Middle-Upper Cambrian Xixiangchi Formation in the Sichuan Basin, China. *Frontiers in Earth Science*, 10. https://doi.org/10.3389/feart.2022.927066

Machel H.G. (2004). Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. *Geological Society*, 235, pp. 7–63. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.235.01.02

Michard A., Albarède F. (1986). The REE content of some hydrothermal fluids. *Chem. Geol*, 55, pp. 51–60. https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90127-0

Mongelli G., Sinisi R., Paternoster M., Perri F. (2018). REEs and U distribution in P-rich nodules from Gelasian Apulian Tethyan carbonate: A genetic record. *J. Geochem. Explor*, 194, pp. 19–28. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.07.010

Moore C.H., Wade W.J. (2013). Carbonate reservoirs porosity and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. Amsterdam, Netherlands; Oxford, England: Elsevier, 389 p.

Peretolchin K.A., Ershova V.B., Khudoley A.K., Nilov S.R. (2022). Tectonic history of the junction zone of the Taimyr fold-thrust belt and the structures of the Gydan Peninsula. *PRONEFT. Professional'no o nefti*, 7(4), pp. 83–93. (In Russ.)

Sibley D.F., Gregg J.M. (1987). Classification of dolomite rock textures.*Journal of Sedimentary Petrology*, 57, pp. 967–975. https://doi.org/10.1306/212F8CBA-2B24-11D7-8648000102C1865D

Vilesov A.P., Chertina K.N. (2020). Paleокarst, hydrothermal karst and karst reservoirs of the Franian reefs of the Rybkinsky group. *Georesursy = Georesources*, 22, pp. 15–28. (In Russ.)

Vilesov A.P., Ershova V.B., Solovyeva A.D. (2022). Lithological and sedimentological characteristics of the Paleozoic of the West Taimyr potential oil and gas bearing area (according to drilling data). *PRONEFT. Professional'no o nefti*, 7(4), pp. 14–27. (In Russ.)

Yapaskurt O.V. Stadial analysis of lithogenesis (1994). Moscow: Moscow State University, 142 p. (In Russ.)

Yurchenko A., Voropaev A., Kozlova E., Morozov N., Spasennykh M. (2021). Application of the Data on δ^{13C} and $\delta^{18}O$ of Carbonates for the Study of Unconventional Reservoirs on the Example of the Bazhenov Source Rocks, Western Siberia, Russia. *Geoscience*, 11(7), pp. 264–280. https://doi.org/10.3390/geosciences11070264

Zheng H., Ma Y., Chi G., Qing H., Liu B., Zhang X., Shen Y., Liu J., Wang Y. (2019). Stratigraphic and Structural Control on Hydrothermal Dolomitization in the Middle Permian Carbonates, Southwestern Sichuan Basin (China). *Minerals*, 9(1). https://doi.org/10.3390/min9010032

Zinchenko I.A., Morozov N.V., Peretolchin K.A., Kurkin A.A., Pogrebnyuk S.A. (2022). History of development of petroleum systems within the West Taimyr potential oil and gas bearing area based on basin modeling results. *PRONEFT. Professional'no o nefti*, 7(4), pp. 124–133. (In Russ.)

Zhou Z., Wang X., Tang X., Wang W., Zhou H., Yang Y., Wen L., Huo F., Pei S. (2023). Karst paleotopography on top of the Dengying Formation and petroleum geological significance in the Central Sichuan Basin, China. *Energy Exploration & Exploitation*, 41(2), pp. 451–480. https://doi.org/10.1177/01445987221143580

About the Authors

Kseniya Yu. Vasilyeva – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor, St. Petersburg State University

7/9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

e-mail: k.vasilyeva@spbu.ru

Victoria B. Ershova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor, St. Petersburg State University

7/9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federatione-mail: v.ershova@spbu.ru

Alexander P. Vilesov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Expert on the sedimentology of carbonate reservoirs, Gazprom neft Group of Companies

75–79 liter D, Moika River emb., 190000, St. Petersburg, Russian Federation

e-mail: Vilesov.AP@gazpromneft-ntc.ru

Tatiana G. Okuneva – Researcher, Laboratory of Physical and Chemical Research, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

15 Akademik Vonsovskiy st., Yekaterinburg, 620010, Russian Federation

e-mail: okunevatatjana@mail.ru

Anna D. Rybakova – Research Engineer, Laboratory of Physical and Chemical Research, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

15 Akademik Vonsovskiy st., Yekaterinburg, 620010, Russian Federation

Natalia G. Soloshenko – Head of the group, Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

15 Akademik Vonsovskiy st., Yekaterinburg, 620010, Russian Federation

e-mail: soloshenko@igg.uran.ru

Vsevolod Yu. Prokofiev – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences

35 Staromonetny Lane, Moscow, 119017, Russian Federation

e-mail: vpr@igem.ru

Anna E. Masloboeva – Research Engineer, St. Petersburg State University

7/9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

e-mail: masloboeva0713@gmail.com

Denis A. Sevruykov – Deputy project manager for geology and development, Gazprom neft Group of Companies

22, Sinopskaya emb., 191167, St. Petersburg, Russian Federation

e-mail: Sevryukov.DA@tmn.gazprom-neft.ru

Irina Yu. Bugrova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor, St. Petersburg State University

7/9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

e-mail: i.bugrova@spbu.ru

Manuscript received 8 October 2024;
Accepted 3 March 2025;
Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georс.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.23 УДК 553.982

Литологическое строение и нефтегазоматеринский потенциал черноярского горизонта в центральной части Рубежинского прогиба (по результатам бурения)

В.А. Рыбакова[1], А.П. Вилесов[1], В.А. Козлова[2], Н.Ю. Гребенкина[1], В.С. Леденев[1], Д.В. Солодов[1]*

[1]Группа компаний «Газпром нефть», Санкт-Петербург, Россия

[2]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Черноярский горизонт среднего девона является одной из наименее изученных нефтематеринских толщ на территории юга Оренбургской области. Полученные данные по результатам бурения первой поисковой скважины на территории Солнечного лицензионного участка в Рубежинском прогибе (южная часть Бузулукской впадины) позволили получить новую информацию о фациальном генезисе и вещественном составе пород черноярского горизонта, уточнить их нефтегазоматеринский потенциал и актуализировать концепции формирования нефтегазоносности региона.

Седиментация отложений нижней части черноярского горизонта происходила в условиях относительно глубокой сублиторали (ниже волнового базиса), а верхней части – в условиях продельты. В породах горизонта наблюдаются признаки придонной аноксии – микрослоистость, обилие планктонных и нектонных органических остатков хорошей сохранности, редкость биотурбации, обильная пиритизация по органике.

Комплекс литологических и геохимических исследований подтвердил хорошие нефтегазоматеринские свойства черноярского горизонта. Органическое вещество представлено керогеном II типа, в достаточной степени израсходовавшим свой нефтегенерационный потенциал. Среднее значение водородного индекса на толщу (HI) соответствует 95 мгУВ/гТОС при катагенетической зрелости МК3–МК4. Содержание общего органического углерода (ТОС) составляет 2%.

Ключевые слова: Рубежинский прогиб, черноярский горизонт, условия седиментации, нефтегазоматеринская порода, геохимические исследования, результаты бурения

Для цитирования: Рыбакова В.А., Вилесов А.П., Козлова В.А., Гребенкина Н.Ю., Леденев В.С., Солодов Д.В. (2025). Литологическое строение и нефтегазоматеринский потенциал черноярского горизонта в центральной части Рубежинского прогиба (по результатам бурения). *Георесурсы,* 27(1), с. 125–134. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.23

Введение

Одной из важнейших характеристик при оценке перспектив нефтегазоносности региона выступает наличие в разрезе нефтегазоматеринских пород (НГМП). Согласно определению Н.Б. Вассоевича (Вассоевич, 1986), нефтегазоматеринскими породами называют осадочные породы, способные в определенных геологических условиях генерировать свободные углеводородные флюиды, образовавшиеся в результате преобразований рассеянного органического вещества (РОС) в процессе диа- и катагенеза.

Изучение НГМП позволяет получить полную информацию о формировании нефтегазоносной системы и на ее основе спрогнозировать наиболее перспективные участки для поискового бурения. Характеристики НГМП, такие как количество и качество органического вещества (ОВ), условия седиментации, степень преобразованности в катагенезе, отображают условия и возможности генерации углеводородов (УВ) в осадочных бассейнах. К сожалению, в связи с редким отбором керна из потенциальных нефтематеринских горизонтов информация по разным НГМП часто является обрывочной и неполной. По этой причине седиментологическое и геохимическое изучение керна из НГМП является одной из первостепенных задач, позволяющих не только расширить знания о всех аспектах формирования нефтегазоносных систем региона и осадочного бассейна в целом, но и получить количественные характеристики для формирования программы дальнейших геологоразведочных работ.

В России широко известны ключевые НГМП основных нефтегазоносных регионов: отложения толщи доманика в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (НГП) и Волго-Уральской НГП, баженовская свита

* Ответственный автор: Виктория Александровна Рыбакова
e-mail: Rybakova.VA@gazprom-neft.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

в Западно-Сибирской НГП, куонамская свита в Лено-Тунгусской НГП и др. В разрезе палеозойского комплекса северной части Оренбургской области распространены несколько НГМП (Пайразян, 2010) как регионального (бийский, муллинский горизонты и вышеназванный доманик), так и зонального распространения (верейский, тиманский, ардатовский горизонты и т.д.). Толща мергелей и аргиллитов черноярского горизонта является зональной НГМП, распространённой преимущественно в южных районах Оренбургской области: Камелик-Чаганской зоне, Рубежинском прогибе и южной части Павловского прогиба (на основе фондовых материалов Южно-Уральского филиала ВНИГНИ, Оренбург, 1996).

Рубежинский прогиб остается до настоящего времени одной из наименее изученных тектонических зон Бузулукской впадины. Это объясняется значительными глубинами залегания в его пределах продуктивных нефтегазоносных комплексов девона и карбона, увеличенными мощностями разреза и сложной тектоникой нижнепермской соляной толщи, что осложняет проведение геологоразведочных работ. Несмотря на все геологические сложности, компания ПАО «Газпромнефть» с 2018 года ведет активные геологоразведочные работы в центральной части Рубежинского прогиба (Вилесов и др., 2021; Гребенкина и др., 2023; и др.)

Черноярский горизонт входит в состав эйфельского яруса среднего девона. Он распространен на всей территории Рубежинского прогиба и в южной части Бузулукской впадины (рис. 2). В работе (Пантелеев, Козлов, 1998) отмечалось, что горизонт представлен преимущественно тёмно-серыми и чёрными гидрослюдистыми аргиллитами, неравномерно известковистыми и алевритистыми, плитчатыми, часто пиритизированными и углистыми; подчинённое значение имеют прослои мергелей, известняков и алевролитов. Отложения черноярского горизонта формировались на рубеже эйфельского и живетского веков, при переходе от преимущественно карбонатной седиментации к продолжительному периоду преобладания терригенных обстановок осадконакопления (на основе фондовых материалов Южно-Уральского филиала ВНИГНИ, Оренбург, 1996).

Районом исследования настоящей работы является Рубежинский прогиб (рис. 1). Целью работы является представление результатов изучения керна из черноярского горизонта, выполненных для реконструкций условий седиментации, анализа нефтегезоматеринских свойств пород (типа ОВ, генерационного потенциала, зрелости) и степени их влияния на нефтегазоносность района, оценки вероятности наличия НГМП и уточнения региональной седиментационной модели.



Рис. 1. Тектоническая схема района исследований. Условные обозначения: 1 – граница Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской синеклизы и Предуральского прогиба; 2 – границы тектонических элементов первого порядка (Бузулукская впадина, Соль-Илецкий свод и Восточно-Оренбургское сводовое поднятие); 3 – границы тектонических элементов второго порядка; 4,5 – границы Муханово-Ероховского прогиба по фаменскому (4) и турнейскому (5) ярусами; 6 – административные границы регионов; 7 – государственная граница; 8 – границы лицензионного участка; 9 – местоположение поисковой скважины (Вилесов и др., 2021).

Материалы и методы

Впервые черноярский горизонт был выделен в 1956 г. П.А. Меняйленко, но тогда он назывался сердобским. В 1959 г. А.И. Ляшенко предложил переименовать его в черноярский, так как в 1956 г. вышла работа И.Е. Постниковой, в которой был выделен синонимичный сердобский комплекс отложений древнего палеозоя – рифея (Тихомиров, 1995).

На южных склонах Волго-Уральской антеклизы черноярские отложения увеличивает свою мощность в южном и восточном направлениях, где достигают максимальных толщин (рис. 2).

На основе исследований эйфельских отложений Куйбышевско-Оренбургского Заволжья К.Ф. Родионова (1967) пришла к выводу, что содержание ОВ и битумоидов в отложениях черноярской свиты близко к кларковым значениям, и черноярский горизонт можно отнести к нефтематеринским породам (Тихомиров, 1995).

Последующие исследования ФГУП «НВНИИГГ», ФГУП «ВНИГНИ» и ОАО «ИГИРГИ» (на основе фондовых материалов ФГУП «НВНИИГГ», Саратов, 2010) выявили в эйфельских отложениях Бузулукской впадины материнские породы с генерационным потенциалом от удовлетворительного до отличного на Кулагинской, Любимовской и Рубежинской площадях района работ ($C_{орг}$ 0,7–8%; S1 0,5–5,07 мг УВ/г породы; S2 2,5–21,42 мг УВ/г породы; HI 57–370 мг УВ/г $C_{орг}$), а также на Карачаганакском и Чинаревском месторождениях Прикаспийской впадины ($C_{орг}$ 0,79–9,88%; S1 0,5–2,6 мг УВ/г породы; S2 1,82–15,29 мг УВ/г породы; HI 111–230 мг УВ/г $C_{орг}$). В 2007 году М.С. Зонн на Зайкинской площади Камелик-Росташинской зоны определены черноярско-мосоловские аргиллиты, которые характеризуются как удовлетворительные и хорошие материнские породы ($C_{орг}$ 2,57–2,92%; S1 1,07–2,04 мг УВ/г породы; S2 4,18–10,89 мг УВ/г породы; HI 149–372 мг УВ/г $C_{орг}$). Отложения залегают на глубинах более 4300 м и характеризуются высокими значениями Tmax (454–457 °C), что отражает позднюю степень зрелости керогена II-ого типа и начало преимущественной генерации газообразных УВ (на основе фондовых материалов ФГУП «НВНИИГГ», Саратов, 2010).

В целом при анализе изученности черноярских отложений на юге Бузулукской впадины хочется отметить крайнюю низкую охарактеризованность этих отложений керновым материалом и геохимическими исследованиями. Это, в первую очередь, связано с большой глубиной залегания этих отложений на данной площади (более 3–4 км), во-вторых, эти отложения никогда не представляли интерес у нефтяников с точки зрения ни коллектора, ни сланцевой формации, ни с целью построения более детальных бассейновых моделей.

Благодаря бурению первой поисковой скважины на Солнечном лицензионном участке (ЛУ) впервые для Рубежинского прогиба была получена качественная керновая информация о нефтегазоматеринских свойствах

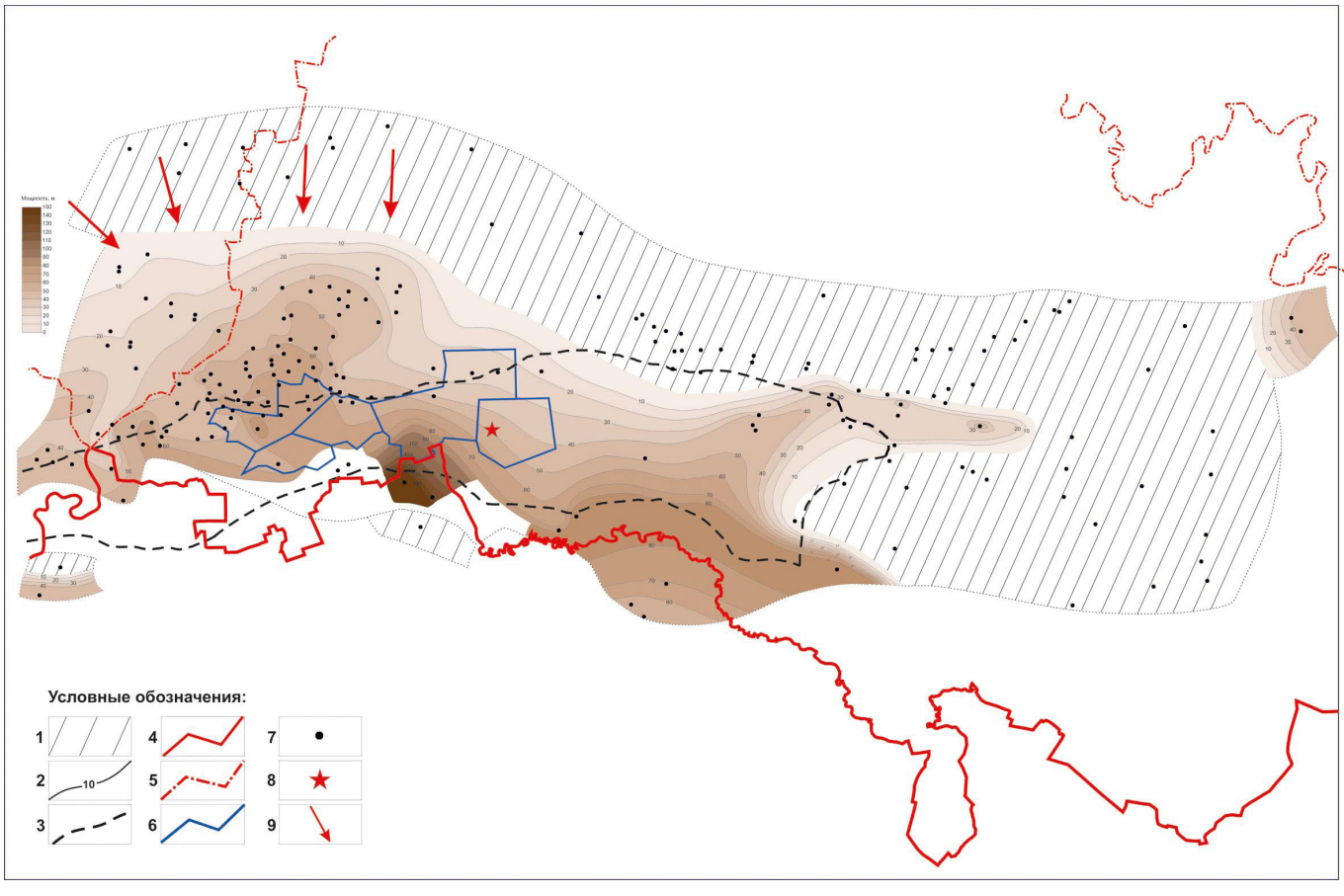


Рис. 2. Карта толщин черноярского горизонта. Условные обозначения: 1 – зона отсутствия отложений; 2 – изопахиты; 3 – границы Рубежинского прогиба; 4 – государственная граница России; 5 – административные границы; 6 – границы лицензионных участков Газпромнефть; 7 – точки скважин; 8 – новая поисковая скважина; 9 – направление сноса терригенного материала (на основе фондовых материалов Южно-Уральского филиала ВНИГНИ, Оренбург, 1996).

пород черноярского горизонта. В ходе бурения из интервала горизонта были выполнены два последовательных отбора керна общим метражом 16,8 м.

Для получения полной информации по черноярскому горизонту был применен комплексный подход к изучению кернового материала – проведены литологические и геохимические исследования.

Литологические исследования, такие как детальный послойный седиментологический анализ полноразмерного керна, изучение петрографических шлифов, определение общей карбонатности, рентгенофазовый анализ и растровая электронная микроскопия (РЭМ), позволяют получить представление об объекте изучения не только на макро-, но и на микроуровне.

Результатом описания керна является литологический разрез (рис. 3), который включает в себя послойное распределение структурных и вещественных типов пород, характеристику их текстурных особенностей и включений, наличие и особенности сохранности фоссилий, а также фациальные условия образования.

Изучение петрографических шлифов необходимо для изучения минерального состава пород, их структуры, характеристики пустотного пространства, распределения структурных компонентов, а также для изучения характера и стадийности диагенетических преобразований.

Для глинисто-карбонатных пород, выделенных в разрезе черноярского горизонта, в работе использована классификационная схема С.Г. Вишнякова (Кузнецов, 2007). Согласно этой классификации породы, состоящие из карбонатного материала и глины, определяются как мергели (карбонатные минералы – от 50 до 75%, глины – от 25 до 50%) и мергели глинистые (карбонатные минералы от 25 до 50%, глины от 50 до 75%).

Пиролитические исследования до и после горячей экстракции хлороформом выполняются для определения материнских свойств пород. В процессе анализа измеряется общий органический углерод, количество свободных и сорбированных УВ, остаточный генерационный потенциал и пиролитические индексы. Пиролиз после экстракции позволяет наиболее точно определить качественные и количественные характеристики НГМП после удаления растворимой части ОВ.

Результаты

Фациальные особенности черноярского горизонта

В разрезе поисковой скважины черноярский горизонт вскрыт на всю толщину (37 м). Нижняя часть горизонта (16 м по ГИС) сложена известняками и глинистыми мергелями, которые ритмично переслаиваются в разрезе (рис. 3). Верхняя часть горизонта (21 м по ГИС) представлена пачкой мергелей и глинистых мергелей. Керном охарактеризованы обе пачки, что позволяет сформировать целостное представление о строении горизонта.

Нижний интервал отбора керна (рис. 3) характеризует ритмичную толщу нижней части горизонта (глубины более 5400 м). Породы здесь представлены черными тонко- и микрослостыми слабокремнистыми микритовыми известняками (мадстоунами) и глинистыми мергелями с высоким содержанием органического материала ($C_{орг}$) и пирита, а также кремнистыми биокластовыми известняками со структурой вакстоун и вакстоун-флаутстоун. Органические остатки включают богатый комплекс планктоных, нектонных и псевдопланктонных нормально морских организмов: многочисленных тентакулит (рис. 4а-г, е), головоногих моллюсков (наутилоидей с прямой раковиной), тонкостенных мелкораковинных брахиопод и двустворок (рис. 4з), радиолярий (рис. 4б). Для пород характерно практически полное отсутствие биотурбации и остатков бентоса. За редким исключением в единичных прослоях известняков диагностированы редкие ходы Thalassinoides, Teichichnus и Planolites. Встречаются тонкие (1–3 см) прослои биокластовых известняков с признаками штормового генезиса (темпеститы), сложенных раковинами тентакулит (рис. 4г) и другими биокластами. Для этих прослоев характерны резкие эрозионные подошвы, градационное распределение зерен с уменьшением размерности снизу-вверх, выраженный аллохтонный состав биокластов. В прослоях глинистых мергелей встречаются редкие остатки макроводорослей.

Седиментация осадков нижней части горизонта происходила на глубинах ниже волнового базиса (т.е. более 60 м). Только во время штормов осадки взмучивались. Отсутствие бентоса свидетельствует о продолжительных периодах придонной аноксии, которая благоприятствовала сохранению в осадках органического материала и тонких скелетов организмов. Причинами аноксии могли быть, по-видимому, как повышенное поступление органического материала, так и стратификация воды в перикратонном бассейне, вызванная притоком пресных вод с активно воздымающейся прилегающей суши (Жигулевско-Пугачевский свод). Выше по разрезу, в воробьевском горизонте живетского яруса, выделяются терригенные отложения дельтового побережья и аллювиальных равнин (Грязнов и др., 2014; Староверов и др., 2017). По сейсмическим материалам на территории Рубежинского прогиба наблюдаются терригенные клиноформные комплексы (Гребенкина и др., 2023).

Выше по разрезу, в верхнем интервале отбора керна (глубины менее 5400 м), наблюдаются заметные изменения в комплексе органических остатков: исчезают брахиоподы и тентакулиты, становятся многочисленными крупные остатки макроводорослей, остатки панцирей рыб и ракоскорпионы, раковины лингул и гастропод, остракоды и однообразные двустворки, единичные углефицированные фрагменты наземных растений и мелкий растительный шлам (рис. 5а-г). Керн здесь представлен карбонатно-глинистыми породами (мергелями и глинистыми мергелями) (рис. 3) с высоким содержанием $C_{орг}$, неравномерно пиритизированными, микрослоистыми. Появляется примесь тонкого алевритового кварцевого материала (рис. 5б), тонкие прослои известковистых аргиллитов. Ходов бентоса также не наблюдается, хотя остатки бентосной фауны в породах присутствуют (например, лингулы). Периодически встречаются тонкие прослои биокластовых темпеститов. Всё это говорит о сохранении глубин седиментации (ниже волнового базиса), но снижении солености бассейна. Ограничивающим фактором развития бентосных сообществ, по-видимому, уже являлась не придонная аноксия, а интенсивность поступления глинистого материала.

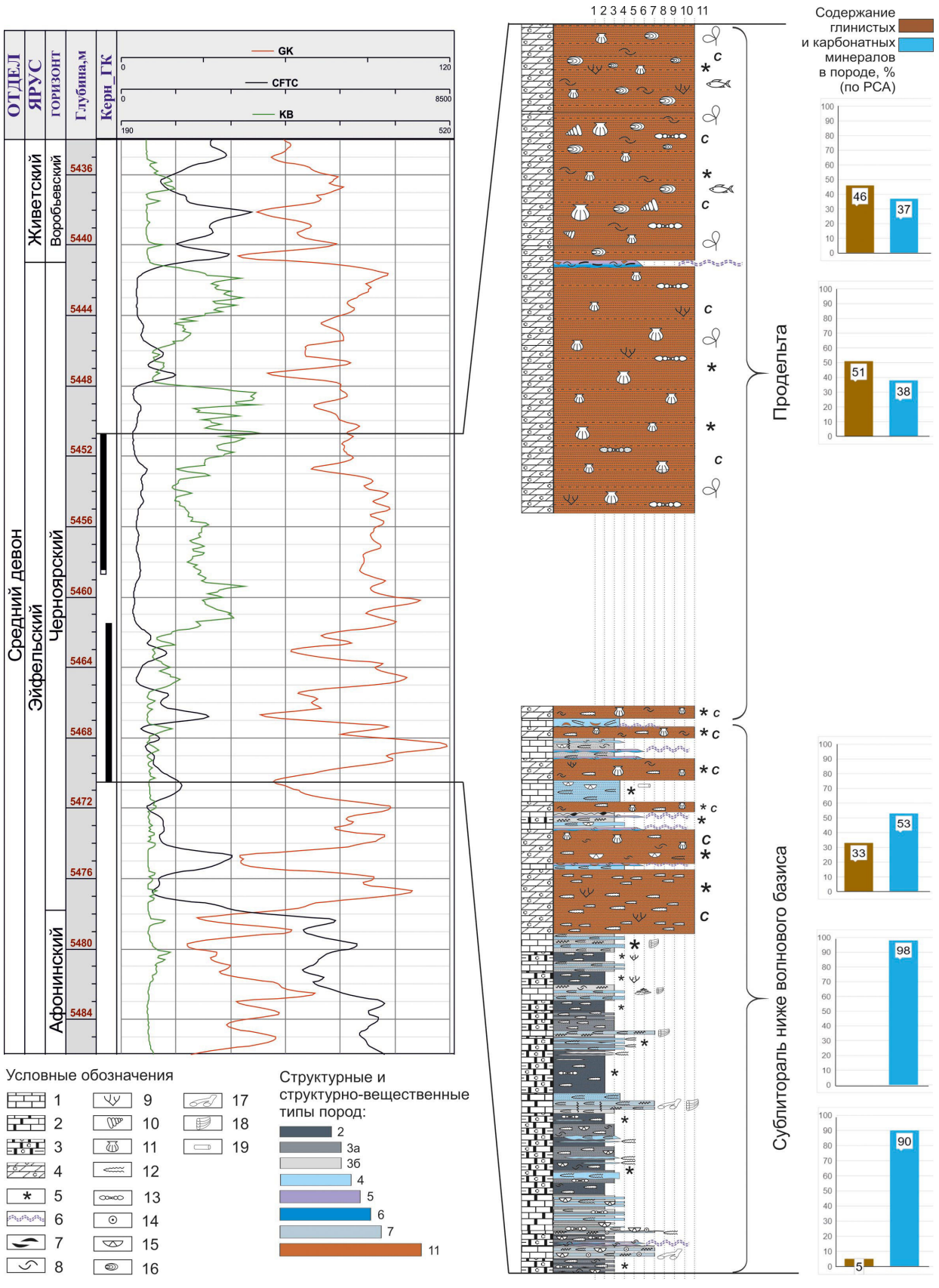


Рис. 3. Литологический разрез черноярского горизонта. Условные обозначения: 1 – известняки; 2 – кремнистые известняки; 3 – известняки кремнистые с $C_{орг}$; 4 – мергели известковые с $C_{орг}$; 5 – пирит; 6 – прослои темпеститов; 7 – интракласты; 8 – биокласты; 9 – остатки макроводорослей; 10 – гастроподы; 11 – двустворки; 12 – тентакулиты; 13 – головоногие моллюски; 14 – детрит иглокожих; 15 – брахиоподы; 16 – лингулы; 17 – ходы Thalassinoides; 18 – ходы Teichichnus; 19 – ходы Planolites. Структурные и структурно-вещественные типы пород (номера в колонке): 2 – известняки кремнисто-глинистые, микритовые (мадстоуны), с $C_{орг}$; 3а – известняки микритовые с биокластами (вакстоуны), кремнистые, с $C_{орг}$; 3б – известняки микритовые с биокластами (вакстоуны); 4 – известняки биокластовые с микритовыми цементом (пакстоуны); 5 – известняки зернистые, биокластовые (грейнстоуны); 6 – известняки грубозернистые, биокластовые (рудстоуны); 7 – известняки микритовые с крупными скелетными остатками (флаутстоуны); 11 – мергели и глинистые мергели.

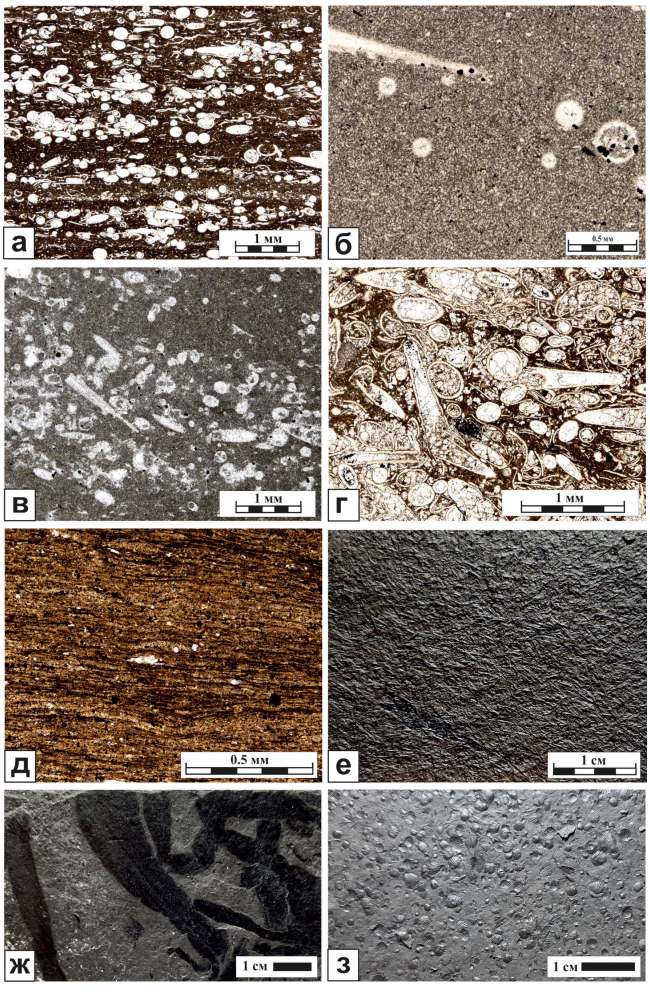


Рис. 4. Породы нижней части черноярского горизонта. Фотографии шлифов в параллельных николях (а-д) и слоевых поверхностей (е-з): а – известняк тентакулитовый с микритовым матриксом, микрослоистый, с $C_{орг}$; б – известняк тонкомикрокристаллический со скелетами радиолярий и раковиной тентакулита; черное – включения пирита; в – известняк микрокристаллический с многочисленными раковинами тентакулит; г – известняк биокластово-тентакулитовый (рудстоун) из прослоя биокластового темпестита; д – мергель известковый, микрослоистый, с прожилками $C_{орг}$; е – многочисленные раковины тентакулит в глинистом мергеле; ж – углефицированные остатки макроводорослей на слоевой поверхности глинистого мергеля; з – многочисленные слепки очень мелких и тонких раковин двустворок в глинистом мергеле.

Седиментация верхней части черноярского горизонта происходила в условиях продельты. Об усилении влияния дельты говорит снижение солености (о солоноватоводности свидетельствует состав органических остатков), появление тонкоалевритовых кварцевых зерен, остатков наземных растений. Клин легких пресных вод, поступающих с континента, по-видимому, сохранял стратификацию вод перикратонного бассейна. На этом фоне снизу вверх по разрезу черноярского горизонта незначительно меняется остаточный генерационный потенциал и количество органического вещества (см. ниже) при относительно равных значениях кислородного и водородного индексов – показателей фациально-генетических условий.

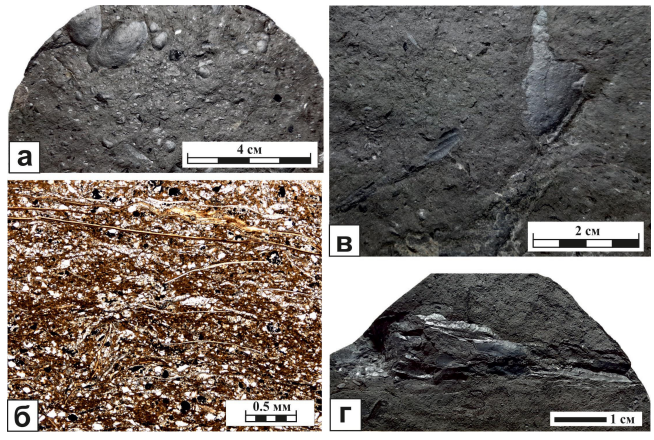


Рис. 5. Породы и органические остатки верхней части черноярского горизонта, фотографии керна (а, в-г) и шлифа (б): а – слоевая поверхность с многочисленными слепками раковин двустворок в глинистом мергеле; б – мергель глинистый алевритовый, обогащенный $C_{орг}$, с многочисленными тонкостенными раковинами двустворок; черное – включения пирита; в-г – остатки ракоскорпионов на слоевых поверхностях глинистых мергелей.

Результаты пиролитических исследований

Пиролитические исследования выполнены на 23 образцах керна в режиме POPI (Pyrolytic Oil Productivity Index) до экстракции (табл. 1) и в стандартной программе изучения нефтематеринских свит после экстракции (табл. 2).

Обсуждение результатов

По результатам проведенных литологических исследований и седиментологического анализа уточнена фациальная модель черноярского горизонта на юге Оренбургской области. По комплексу признаков установлено, что осадки черноярского горизонта накапливались на глубинах ниже волнового базиса, в условиях придонной аноксии и высокой продуктивности планктона. Все это способствовало накоплению и захоронению органического вещества.

На основании данных пиролиза в интервалах черноярского горизонта отмечаются однородные пиролитические показатели. Значения остаточного содержания TOC (Total Organic Carbon) составляют ~2%, реже достигая 5% (рис. 6б). Параметр Tmax зафиксирован на уровне 447–458 °C, что является показателем стадии МК3–МК4 – конца нефтяного окна и начала генерации конденсата/жирного газа. Также фиксируется, что черноярский горизонт имеет высокий остаточный генерационный потенциал до 169 гУВ/гТОС, несмотря на высокую степень выработанности ОВ.

Виду высоких температур T_{max} начальный водородный индекс определить сложно, можно предполагать II тип керогена (рис. 6а).

Заключение

На основе кернового материала, полученного при бурении первой поисковой скважины на Солнечном ЛУ в пределах Рубежинского прогиба Оренбургской области,

№	Интервал отбора керна	Глубина, м	S1r, мгУВ/г п.	S2a, мгУВ/г п.	S2b, мгУВ/г п.	TOC, %	Tmax, ^{0}C	HI, мгУВ/ гТОС	OI, мгCO_2/ гТОС
1	верхний	5451.06	0.21	0.61	1.91	1.51	442	126	46
2	верхний	5451.35	0.21	0.49	3.05	1.43	451	213	20
3	верхний	5451.40	0.17	0.46	1.22	1.29	423	130	174
4	верхний	5452.74	0.30	0.65	2.57	1.62	454	159	26
5	верхний	5453.58	0.48	1.31	3.51	2.88	451	122	14
6	верхний	5453.88	0.46	1.48	3.56	3.13	451	114	18
7	верхний	5454.91	0.30	0.68	2.38	1.66	449	144	25
8	верхний	5455.33	0.25	0.66	2.58	1.81	452	142	31
9	верхний	5455.79	0.57	1.29	3.33	2.87	448	116	36
10	верхний	5456.77	0.29	0.88	2.18	1.58	444	138	30
11	верхний	5457.35	0.36	0.72	2.32	1.97	446	118	32
12	верхний	5460.37	0.18	0.46	1.37	1.39	448	98	65
13	верхний	5461.37	0.25	0.66	1.81	1.69	446	107	34
14	верхний	5461.97	0.40	1.02	3.16	2.63	446	120	19
15	нижний	5463.50	0.19	0.5	3.17	1.59	452	199	47
16	нижний	5463.88	0.52	0.96	2.51	2.74	444	92	19
17	нижний	5464.36	0.77	1.37	6.72	5.31	449	127	17
18	нижний	5465.04	0.34	0.71	3.40	3.06	453	111	35
19	нижний	5466.05	0.33	1.00	2.93	2.25	451	130	20
20	нижний	5467.08	0.43	1.16	3.88	2.70	453	144	27
21	нижний	5467.16	0.49	1.15	2.61	2.49	445	105	19
22	нижний	5467.91	0.48	1.31	3.38	2.85	450	119	19
23	нижний	5469.17	0.07	0.38	0.62	0.88	450	70	74

Табл. 1. Пиролитические характеристики образцов черноярского горизонта с оценкой свойств углеводородов пород (до экстракции)

№	Интервал отбора керна	Глубина, м	S2, мгУВ/г породы	TOC, %	Tmax, ^{0}C	HI мгУВ/ гТОС	OI мгCO_2/ гТОС	GOC, %	NGOC, %
1	верхний	5451.06	0.92	1.45	441	63	60	0.13	1.32
2	верхний	5451.35	1.84	1.09	455	169	66	0.20	0.89
3	верхний	5451.40	1.22	1.23	448	99	76	0.15	1.08
4	верхний	5452.74	1.90	1.47	459	129	37	0.20	1.27
5	верхний	5453.58	3.32	2.87	453	116	25	0.33	2.54
6	верхний	5453.88	2.70	2.77	453	97	28	0.28	2.49
7	верхний	5454.91	1.53	1.64	452	93	35	0.17	1.47
8	верхний	5455.33	1.73	1.70	456	102	48	0.19	1.51
9	верхний	5455.79	2.47	2.56	452	96	27	0.26	2.30
10	верхний	5456.77	1.31	1.55	448	84	30	0.15	1.40
11	верхний	5457.35	1.54	1.70	449	91	37	0.17	1.53
12	верхний	5460.37	0.93	1.23	449	76	76	0.13	1.10
13	верхний	5461.37	1.22	1.63	452	75	49	0.16	1.47
14	верхний	5461.97	2.02	2.54	453	80	34	0.23	2.31
15	нижний	5463.50	2.07	1.44	458	144	62	0.23	1.21
16	нижний	5463.88	1.66	2.71	447	61	40	0.21	2.50
17	нижний	5464.36	5.21	5.10	452	102	17	0.51	4.59
18	нижний	5465.04	2.37	2.89	452	82	18	0.24	2.65
19	нижний	5466.05	1.81	2.01	454	90	50	0.21	1.8
20	нижний	5467.08	2.67	2.62	458	102	38	0.29	2.33
21	нижний	5467.16	1.43	2.40	448	60	57	0.18	2.22
22	нижний	5467.91	2.41	2.72	453	89	30	0.26	2.46
23	нижний	5469.17	0.61	0.80	450	76	77	0.09	0.71

Табл. 2. Пиролитические характеристики образцов пород с оценкой генерационного потенциала (после экстракции)

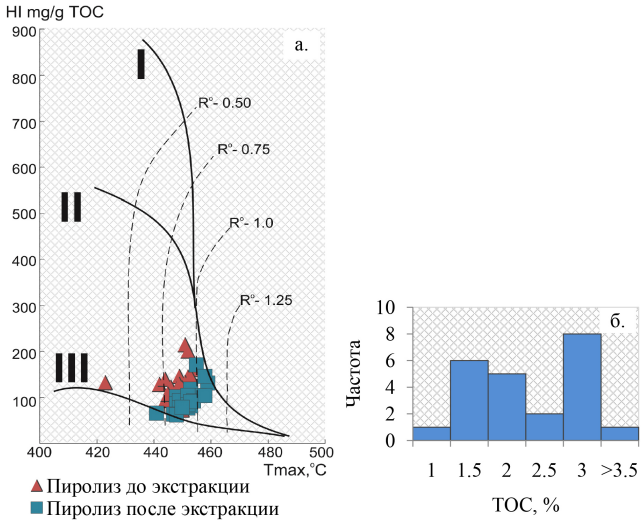


Рис. 6. Характеристика ОВ черноярского горизонта (данные после экстракции): а – диаграмма зависимости HI-Tmax; б – частота встречаемости разных концентраций ОВ

проведен комплекс литологических и геохимических исследований, подтвердивший наличие НГМП в черноярском горизонте и давший ее основные характеристики.

Литологические исследования позволили изучить вещественный состав пород, их текстурно-структурные особенности и комплекс органических остатков, подготовить седиментологический разрез черноярского горизонта и определить условия седиментации.

По результатам проведенных литологических исследований и седиментологического анализа установлено, что осадки черноярского горизонта накапливались на глубинах ниже волнового базиса, в условиях придонной аноксии и высокой продуктивности планктона. Все это способствовало накоплению и захоронению органического вещества.

По результатам геохимических исследований установлено, что нефтегазоматеринская толща черноярского горизонта практически израсходовала свой нефтегенерационный потенциал. Остаточные показатели HI достигают 169 мгУВ/гТОС при среднем 93 мгУВ/гТОС. Значения параметра ТОС в среднем составляют 2%, параметр Tmax зафиксирован на значениях 447–458 °С (соответствует стадиям катагенеза МК3–4). На текущий момент материнские породы находятся в конце нефтяного окна и в начале генерации конденсата / жирного газа. С учетом высокой катагенетической преобразованности кероген черноярского горизонта можно отнести ко II типу.

Благодарности

Авторы выражают благодарность ведущему научному сотруднику Центра добычи углеводородов Сколковского института науки и технологий к.г.-м.н. Козловой Елене Владимировне за обеспечение полного и исчерпывающего пиролитического анализа образцов.

Литература

Вассоевич Н.Б. (1986). Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука, 368 с.

Вилесов А.П., Леденев В.С., Солодов Д.В., Филичев А.В., Богомолова Н.В., Макарова Л.И., Гребенкина Н.Ю., Казачкова А.Г., Сидубаев А.С. (2021). Верхнепалеозойские рифовые системы Рубежинского прогиба (южная часть Бузулукской впадины). *PROНЕФТЬ*, 6(3), с. 30–42. https://doi.org/10.51890/2587-7399-2021-6-3-30-42

Гребенкина Н.Ю., Екименко А.В., Вилесов А.П., Леденев В.С., Сидубаев А.С. (2023). Воробьевский терригенный комплекс западной части Рубежинского прогиба: новые данные об особенностях строения и перспективах нефтегазоносности. *Мат-лы конференции «Санкт-Петербург 2023 Геонауки: Время перемен, время перспектив»*. Санкт-Петербург, с. 1–4.

Грязнов А.Н., Яцканич И.М., Ванин В.А., Зверев К.В., Вилесов А.П. (2014). Модель осадконакопления пласта Д4 воробьевского горизонта района Чаганского и Зайкинско-Зоринского месторождений. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, 2, с. 39–49.

Кузнецов В.Г. (2007). Литология. Осадочные горные породы и их изучение. М.: Недра, 511 с.

Пайразян В.В. (2010). Углеводородные системы (бассейны древних платформ России): Монография. М.: Издательство «Спутник+», 153 с.

Пантелеев А.С., Козлов Н.Ф. (1998). Геология и разработка нефтяных месторождений Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское книжное издательство, 256 с.

Староверов В.Н., Гонтарев В.В., Воронкова Е.А. (2017). Литолого-фациальная характеристика воробьёвского горизонта на территории дальнего Саратовского Заволжья. *Недра Поволжья и Прикаспия*, 90, с. 11–28.

Тихомиров С.В. (1995). Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. М.: Недра, 445 с.

Сведения об авторах

Виктория Александровна Рыбакова – ведущий специалист, Группа компаний «Газпром нефть»

Россия, 190000, Санкт-Петербург, наб. реки Мойки, д.75-79, литер Д

e-mail: Rybakova.VA@gazprom-neft.ru

Александр Петрович Вилесов – кандидат геол.-мин. наук, ведущий эксперт по седиментологии карбонатных резервуаров, Группа компаний «Газпром нефть»

Россия, 190000, Санкт-Петербург, наб. реки Мойки, д.75-79, литер Д

e-mail: Vilesov.AP@gazprom-neft.ru

Вероника Александровна Козлова – ведущий инженер, Санкт-Петербургский государственный университет

Россия, 190000, Санкт-Петербург, наб. реки Мойки, д.75-79, литер Д

e-mail: Kozlova.VA@contractor.gazprom-neft.ru

Наталья Юрьевна Гребенкина – руководитель проекта по разработке продукта, Группа компаний «Газпром нефть»

Россия, 190000, Санкт-Петербург, наб. реки Мойки, д.75-79, литер Д

e-mail: Grebenkina.NYu@gazprom-neft.ru

Виктор Сергеевич Леденев – руководитель проекта, Группа компаний «Газпром нефть»

Россия, 191167, Санкт-Петербург, Синопская набережная, д. 22

e-mail: Ledenev.VS@gazprom-neft.ru

Данил Вячеславович Солодов – заместитель руководителя проекта, Группа компаний «Газпром нефть»

Россия, 191167, Санкт-Петербург, Синопская набережная, д. 22

e-mal: Solodov.DV@gazprom-neft.ru

Статья поступила в редакцию 29.10.2024;
Принята к публикации 07.03.2025; Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Lithological Structure and Oil and Gas Source Potential of the Chernoyarsk Horizon in the Central Part of the Rubezhinsky Trough (Based on Drilling Results)

V.A. Rybakova[1], A.P. Vilesov[1], V.A. Kozlova[2], N.Yu. Grebenkina[1], V.S. Ledenev[1], D.V. Solodov[1]*
[1]*Gazprom neft Group of Companies, St. Petersburg, Russian Federation*
[2]*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation*
[*]*Corresponding author: Victoria A. Rybakova, e-mail: Rybakova.VA@gazprom-neft.ru*

Abstract. The Chernoyarsk horizon of the Middle Devonian is one of the most poorly studied source rock in the south of the Orenburg region.

The data obtained from the results of drilling the first exploratory well on the territory of the Solnechnyj License area (LA) in the Rubezhinsky trough (southern part of the Buzuluk depression) allowed us to obtain new information about the facies genesis and material composition of the rocks of the Chernoyarsk horizon, clarify their oil and gas production potential and update the concepts of the formation of the oil and gas potential of the region.

Sedimentation in the lower part of the Chernoyarsk horizon occurred in conditions of a relatively deep sublittoral (below the wave basis), and in the upper part – in conditions of prodelta. In the rocks of the horizon, signs of bottom anoxia are observed – micro-bedding, abundance of planktonic and nectonic fossil of good preservation, rarity of bioturbation, abundant pyritization by organics.

Integration of lithological and geochemical studies has confirmed the good generation potential of the oil and gas sorce rock of the Chernoyarsk horizon. The type of organic matter is defined as sapropelic (type II), the pyrolytic parameter Tmax 448–459 ºC, which corresponds to the end of the oil window and the beginning of condensate/fatty gas generation. The values of total organic carbon (TOC) are ~ 2% (rarely up to 5%), which indicates a high degree of maturity and depletion of organic matter.

Keywords: Rubezhinsky trough, Chernoyarsk horizon, sedimentation conditions, oil and gas source rock, geochemical studies, drilling results

Recommended citation: Rybakova V.A., Vilesov A.P., Kozlova V.A., Grebenkina N.Yu., Ledenev V.S., Solodov D.V. (2025). Lithological Structure and Oil and Gas Source Potential of the Chernoyarsk Horizon in the Central Part of the Rubezhinsky Trough (Based on Drilling Results). *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 125–134. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.23

Acknowledgements

The authors express their gratitude to Elena Vladimirovna Kozlova, PhD, a leading researcher at the Center for Hydrocarbon Production of the Skolkovo Institute of Science and Technology, for providing a complete and exhaustive pyrolytic analysis of samples.

References

Grebenkina N.Yu., Ekimenko A.V., Vilesov A.P., Ledenev V.S., Sidubaev A.S. (2023). Vorobyov terrigenous complex of the western part of the Rubezhinsky trough: new data on the features of the structure and prospects of oil and gas potential. *Proc. Conf.: St. Petersburg 2023 Geosciences: A time of change, a time of prospect.* St. Petersburg, pp. 1–4. (In Russ.)

Gryaznov A.N., Yackanich I.M., Vanin V.A., Zverev K.V., Vilesov A.P. (2014). D4 formation sedimentation model of vorobjevsky horizon of Chagansky and Zaikinsko-Zorinsky fields. *Geology, geophysics and development of oil and gas fields,* 2, pp. 39–49. (In Russ.)

Kuznecov V.G. (2007). Lithology. Sedimentary rocks and their study. Manual for graduate students. Moscow: Nedra Publ., 511 p. (In Russ.)

Pajrazyan V.V. (2010). Hydrocarbon systems (basins of ancient platforms of Russia). Moscow: "Sputnik+" Publ., 153 p. (In Russ.)

Panteleev A.S., Kozlov N.F. (1998). Geology and development of oil fields in the Orenburg region. Orenburg: Orenburg Book Publ., 256 p. (In Russ.)

Staroverov V.N., Gontarev V.V., Voronkova E.A. (2017). Lithological and facies characteristics of the vorobjovsky horizon in the far part of Saratov Trans-Volga region. *Nedra Povolzh'ya i Prikaspiya,* 90, pp. 11–28. (In Russ.)

Tikhomirov S.V. (1995). Stages of sedimentation of the Devonian of the Russian platform and general issues of the development and structure of the stratosphere. Moscow: Nedra Publ., 445 p. (In Russ.)

Vassoevich N.B. (1986). Selected works. Geochemictry of organic matter and origin of petroleum. Moscow: Nauka Publ., 368 p. (In Russ.)

Vilesov A.P., Ledenev V.S., Solodov D.V., Filichev A.V., Bogomolova N.V., Makarova L.I., Grebenkina N.J., Kazachkova A.G., Sidubaev A.S. (2021). Upper Paleozoic reef systems of the Rubezhinsky Trough (southern part of the Buzuluk Depression). *PROneft. Professionally about Oil*, 6(3), pp. 30–42. (In Russ.) https://doi.org/10.51890/2587-7399-2021-6-3-30-42

About the Authors

Viktoriya A. Rybakova – Leading specialist, Gazprom neft Group of Companies

75–79 liter D, Moika River emb., 190000, St. Petersburg, Russian Federation

e-mail: Rybakova.VA@gazprom-neft.ru

Alexander P. Vilesov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Expert on the sedimentology of carbonate reservoirs, Gazprom neft Group of Companies

75–79 liter D, Moika River emb., 190000, St. Petersburg, Russian Federation

e-mail: Vilesov.AP@gazpromneft-ntc.ru

Veronika A. Kozlova – Lead engineer, St. Petersburg State University

75–79 liter D, Moika River emb., St. Petersburg, 190000, Russian Federation

e-mail: Kozlova.VA@contractor.gazprom-neft.ru

Natalya Yu. Grebenkina – Product Development Project Manager, Gazprom neft Group of Companies

75–79 liter D, Moika River emb., St. Petersburg, 190000, Russian Federation

e-mail: Grebenkina.NYu@gazprom-neft.ru

Viktor S. Ledenev – Project manager, Gazprom neft Group of Companies

22, Sinopskaya emb., 191167, St. Petersburg, Russian Federation

e-mail: Ledenev.VS@gazprom-neft.ru

Danil V. Solodov – Deputy project manager, Gazprom neft Group of Companies

22, Sinopskaya emb., 191167, St. Petersburg, Russian Federation

e-mail: Solodov.DV@gazprom-neft.ru

Manuscript received 29 October 2024;
Accepted 7 March 2025; Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georс.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.11 УДК 550.822.2

Особенности реконструкции современных напряжений в карбонатных породах на примере нефтяного месторождения Республики Татарстан

Э.Р. Зиганшин[1], В.Е. Косарев[1], А.В. Фаттахов[1], С.И. Гильфанов[1], М.А. Скоробогатова[1], А.Д. Маликов[2], А.С. Сергеев[2]*

[1]Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

[2]АО «Татнефтепром», Альметьевск, Россия

В работе приводятся результаты лабораторных исследований физико-механических свойств керна карбонатных пород на одном из нефтяных месторождений Республики Татарстан. Полученные экспериментальные данные совместно с результатами геофизических исследований скважин и данных о гидроразрыве пласта были использованы для расчета напряженно-деформированного состояния массива горных пород. Вычисление величин горизонтальных напряжений выполнено с применением пороупругой модели Итона, в которой предварительно были определены коэффициенты деформации на глубине проведения гидроразрыва породы. Минимальное горизонтальное напряжение было определено как давление смыкания трещины гидроразрыва, а максимальное горизонтальное напряжение вычислено по диаграмме напряжений (совмещение критерия разрушения породы и классификации тектонических режимов). При реконструкции напряжений использовались упругие модули, полученные по лабораторным исследованиям. В результате вычислены величины основных главных напряжений вдоль разреза скважины, и определен тектонический режим, действующий на данном месторождении. Получены уравнения зависимости для прочностных свойств пород, слагающих разрез, и вычислены значения прочности вдоль всего ствола скважины. На базе полученной геомеханической модели рассчитана зависимость давления гидроразрыва от длины трещины, и оценены условия неконтролируемого роста трещины.

Ключевые слова: карбонатная порода, геомеханика, геомеханическая модель, лабораторное исследование керна, гидроразрыв

Для цитирования: Зиганшин Э.Р., Косарев В.Е., Фаттахов А.В., Гильфанов С.И., Скоробогатова М.А., Маликов А.Д., Сергеев А.С. (2025). Особенности реконструкции современных напряжений в карбонатных породах на примере нефтяного месторождения Республики Татарстан. *Георесурсы,* 27(1), с. 135–143. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.11

Введение

Существует ряд задач, связанных с разработкой месторождений, которые довольно успешно решаются при помощи нефтегазовой геомеханики – раздела науки о напряженном состоянии массива горных пород и его физико-механических свойствах на нефтегазовых месторождениях (Plumb et al., 2000). К таким задачам относятся: безаварийное бурение скважины, проведение операции по гидроразрыву пород, выявление зон с аномально высоким пластовым давлением, оценка флюидопроводимости разломов и трещин, утилизация углекислого газа (Afsari et al., 2009; Ismail et al., 2020; Jimenez et al., 2005; Zain-Ulabedin et al., 2020). Основным решением вышеперечисленных задач является построение геомеханической модели. В общем понимании, геомеханическая модель базируется на двух «блоках». Первый «блок» – это величина и направление основных главных напряжений и порового давления, второй – физико-механические свойства горных пород, которые слагают изучаемый объект. Корректные данные о механических свойствах пород можно получить только при помощи прямых лабораторных измерений. Ни одна из геомеханических моделей не может быть корректно построена без лабораторных исследований керна. Результаты экспериментов позволяют оценить упруго-прочностные свойства пород, слагающих изучаемый объект, а также участвуют в оценке напряженно-деформированного состояния горных пород.

Существует ряд методов для определения величины и направления главных напряжений в массивах горных пород, которые слагают нефтяные и газовые месторождения (Ljunggren et al., 2003; Дубиня, 2019). Одним из наиболее

* Ответственный автор: Эдуард Ришадович Зиганшин
e-mail: erziganshin@kpfu.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

популярных методов является анализ вывалов и техногенных трещин, вызванных бурением, на стенках вертикальных скважин. Однако данный метод осуществим только при наличии специальных геофизических исследований (сканирование стенок скважин электрическими и акустическими микроимиджерами), объем которых ограничен. К тому же, если на месторождении не наблюдается сильного контраста величин основных главных напряжений, то вывалы и трещины могут не образоваться.

Одним из наиболее достоверных методов определения величины минимального главного напряжения является метод оценки по результатам гидроразрыва пласта (ГРП) или мини-гидроразрыва пласта (Gaarenstroom et al., 1993). В этом случае минимальное главное напряжение будет равно давлению закрытия трещины гидроразрыва. Это точечное исследование, которое дает величину только непосредственно на глубине проведения ГРП. Существует ряд исследований, где допускается, что отношение вертикального напряжения к минимальному горизонтальному напряжению одинаково для всего разреза скважины. Используя данное допущение, вычисляется непрерывный профиль минимального напряжения. Однако опыт показывает, что величина минимального горизонтального напряжения может меняться с глубиной неравномерно, в зависимости от типа породы.

В настоящей работе показан алгоритм определения величины главных напряжений и физико-механических свойств пород, основанный на комплексировании лабораторных геомеханических исследований керна и специальных исследованиях скважин. Профиль напряжений рассчитывался с применением пороупругой модели (Prats, 1981), которая была откалибрована по результатам мини-ГРП и по диаграмме напряжений. Благодаря полученным эмпирическим уравнениям построены профили упруго-прочностных свойств горных пород вдоль всего изучаемого разреза.

Материалы и методы

Объектом исследования в настоящей работе является нефтяное месторождение, сложенное карбонатными породами. Месторождение располагается на территории Республики Татарстан, в западной части Южно-Татарского свода (Хисамов и др., 2006) (рис. 1). Разрез представлен комплексом осадочных пород каменноугольного, пермского и четвертичного возрастов. Нефтепродуктивными являются известняки верейских и башкирско-серпуховских отложений среднего карбона. Породы башкирского яруса сложены плотными известняками. В этом интервале наблюдается наличие естественной трещиноватости. Породы верейского горизонта условно можно разделить на терригенные и карбонатные (Муслимов и др., 2007).

Керновый материал был отобран в интервале глубин 892,5–980,5 м. Интервал представлен породами среднекаменноугольного возраста: башкирский ярус, верейский и каширский горизонты московского яруса. Всего было отобрано 30 образцов керна: 11 образцов из каширского горизонта, 16 образцов из верейского горизонта и 3 образца из башкирского яруса (рис. 2).

Комплекс лабораторных геомеханических исследований включал в себя определение динамических упругих параметров и статических упруго-прочностных характеристик. Определение упругих, деформационных и прочностных свойств в условиях трехосного сжатия выполнялось согласно требованиям (Standard Test Methods for

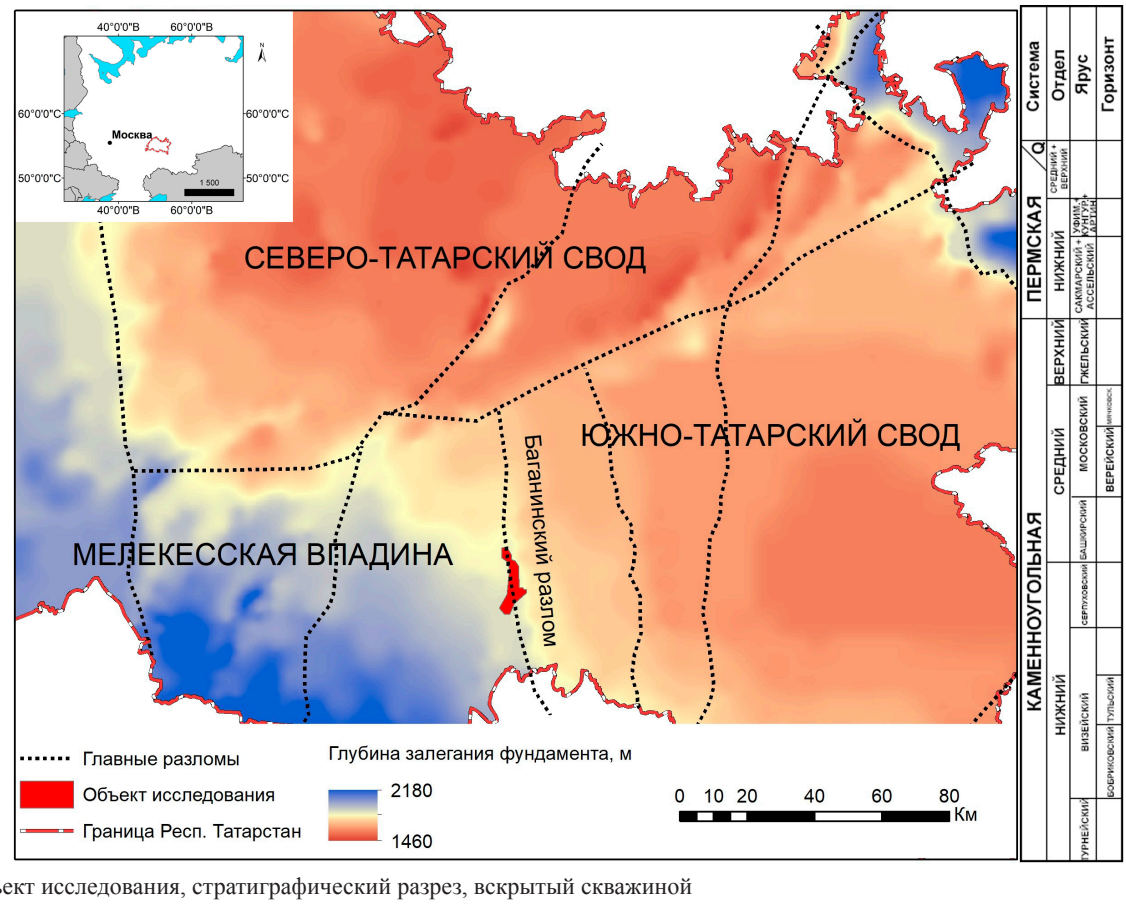


Рис. 1. Объект исследования, стратиграфический разрез, вскрытый скважиной

Compressive Strength and Elastic Moduli of Intact Rock Core Specimens under Varying States of Stress and Temperatures ASTM D7012-14, 2014). Испытания проводились в состоянии естественного насыщения при эффективном давлении 5, 10, 15, 20 МПа для трехосных испытаний. Измерение упругих и прочностных свойств осуществлялось в камере трехосного осесимметричного сжатия при помощи осевых и радиальных датчиков линейного перемещения (рис. 3).

По кривым напряжения-деформации фиксировалась пиковая нагрузка, на которой происходило разрушение образца, что соответствует пределу прочности на сжатие. Упругие модули (модуль Юнга, коэффициент Пуассона) определялись по кривым напряжение-деформация в интервале 25–50% от предела прочности согласно методике (Standard Test Methods for Compressive Strength and Elastic Moduli of Intact Rock Core Specimens under Varying States of Stress and Temperatures ASTM D7012-14, 2014) (рис. 4).

Определение предела прочности на растяжение при раскалывании методом приложения сжимающей нагрузки вдоль диаметра образца в форме диска выполнялось согласно требованиям (Standard Test Method for Splitting Tensile Strength of Intact Rock Core Specimens ASTM D3967-08, 2008). Испытания проводились на образцах в форме диска с отношением толщины к диаметру (t/D) от 0,2 до 0,75. Дискообразный образец помещался в приспособление одноосного растяжения установки ГТЯН.441179.050 и зажимался в радиальном направлении. Нагрузка увеличивалась с заданной скоростью деформации до разрушения образца (например, 0,1 МПа/с). Предел прочности на разрыв определялся из предельной нагрузки по методике (Standard Test Method for Splitting Tensile Strength of Intact Rock Core Specimens ASTM D3967-08, 2008).

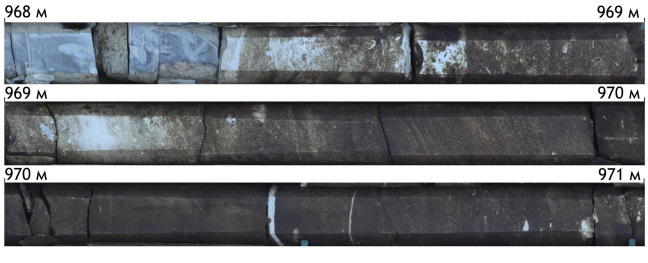


Рис. 2. Фото керна для исследований (верейский горизонт)

Значения коэффициента трещиностойкости K_{IC} определялись на образцах полудисках с диаметром 62 мм. Процедура пробоподготовки образца к испытаниям подробно описана в методике (The ISRM Suggested Methods for Rock Characterization..., 2015).

Результаты

По результатам лабораторных исследований построены графики зависимости между интервальным временем пробега упругой волны и модулем Юнга и пределом прочности на одноосное сжатие (рис. 5).

Полученные уравнения регрессии позволили использовать результаты акустического каротажа, чтобы вычислить значения упругих и прочностных параметров для всего разреза скважины в виде непрерывных данных с шагом дискретизации 0,1 м.

Коэффициент Пуассона вычислялся с использованием ряда эмпирических уравнений (Khandelwal, Elham, Brocher) и сопоставлялся с результатами лабораторных

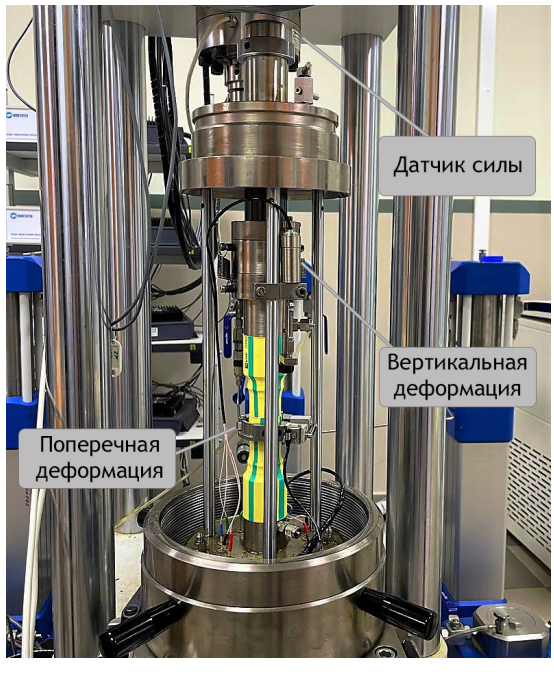


Рис. 3. Установка для испытания керна ГТЯН (НПП «Геотек», Россия)

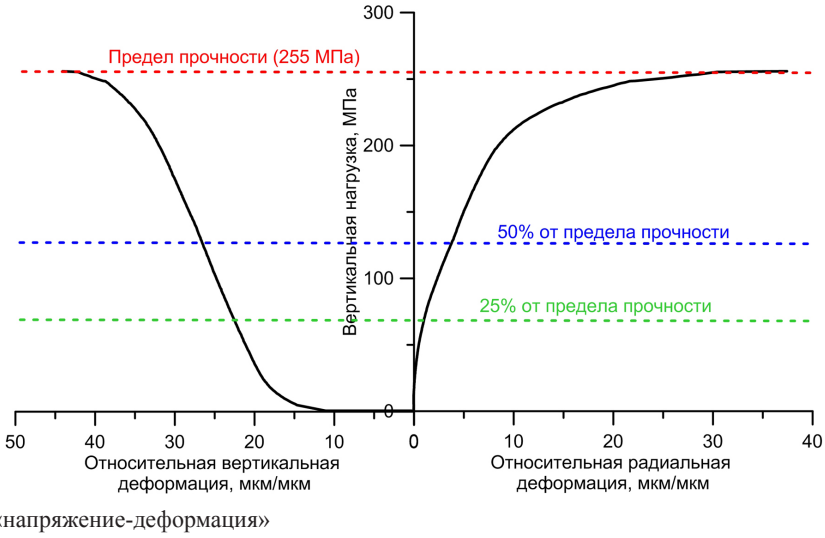


Рис. 4. Пример графиков «напряжение-деформация»

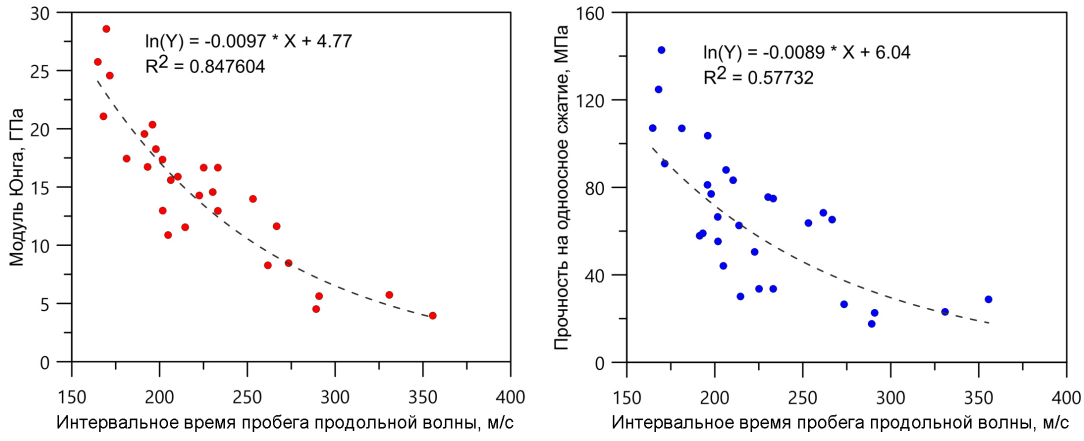


Рис. 5. Графики зависимости между измеренными параметрами керна

исследований. Лучшая сходимость с лабораторными исследованиями оказалась у уравнения (Brocher, 2005). Это уравнение было выбрано для вычисления коэффициента Пуассона вдоль всего изучаемого интервала.

Величина вертикального напряжения (S_v) была определена согласно уравнению (1) (Zoback et al., 2003):

$$S_v = \int_0^z \rho(z) g dz \cong \rho_{ср} g z, \quad (1)$$

где $\rho_{ср}$ – это средняя плотность на глубине z, g – ускорение свободного падения.

Для определения величин горизонтальных напряжений, существует ряд методов. Прямым методом определения минимального горизонтального напряжения (S_{hmin}) является тест на утечку или мини-ГРП. В изучаемой скважине был проведен тест на мини-ГРП на глубине 965–967 м. Давление смыкания трещины, равное минимальному горизонтальному напряжению, составляет 13,5 МПа. На этой же глубине значение вертикального напряжения S_v равно 21,5 МПа. Величина S_{Hmax} была определена путем построения полигона напряжений (Zoback et al., 2003). Полигон напряжений представляет собой график, отображающий возможные величины горизонтальных напряжений в земной коре для режимов напряжений типа сброс, сдвиг и надвиг, которые ограничены и не могут превышать силы трения существующих разломов. Коэффициент трения по разломам в данном случае был принят равным $\mu = 0{,}6$ (Zoback et al., 2003). Границы горизонтальных напряжений были определены по критериям Кулона-Мора согласно следующим уравнениям:

Сбросовый режим напряжений

$$\frac{S_v - P_P}{S_{hmin} - P_P} \le \left[\sqrt[2]{\mu^2 + 1} + \mu\right]^2. \quad (2)$$

Сдвиговый режим напряжений

$$\frac{S_{Hmax} - P_P}{S_{hmin} - P_P} \le \left[\sqrt[2]{\mu^2 + 1} + \mu\right]^2. \quad (3)$$

Надвиговый режим напряжений

$$\frac{S_{Hmax} - P_P}{S_V - P_P} \le \left[\sqrt[2]{\mu^2 + 1} + \mu\right]^2. \quad (4)$$

По результатам построения полигона напряжений получено, что среднее значение S_{Hmax} на глубине проведения мини-ГРП равно 15 МПа (рис. 6).

Таким образом, на глубине 965–967 м известны три главных напряжения. Следующим шагом является расчет напряжений вдоль всего изучаемого разреза. Для этого была использована пороупругая модель (Zoback et al., 2003), которая описывается уравнениями:

$$S_{hmin} = \frac{\nu}{1-\nu} S_v - \frac{\nu}{1-\nu} \alpha P_P + \alpha P_P + \frac{E}{1-\nu^2} \varepsilon_x + \frac{E\nu}{1-\nu^2} \varepsilon_y \quad (5)$$

$$S_{Hmax} = \frac{\nu}{1-\nu} S_v - \frac{\nu}{1-\nu} \alpha P_P + \alpha P_P + \frac{E\nu}{1-\nu^2} \varepsilon_x + \frac{E}{1-\nu^2} \varepsilon_y \quad (6)$$

где ε_x и ε_y – относительные деформации в направлении S_{hmin} и S_{Hmax} соответственно, зависящие от тектонических сил, действующих в регионе; P_p – поровое давление, МПа; E – статический модуль Юнга, МПа; ν – статический коэффициент Пуассона; α – константа Био.

Модуль Юнга и коэффициент Пуассона были определены при помощи лабораторных геомеханических исследований и рассчитаны для всего разреза скважины благодаря полученным корреляционным зависимостям (рис. 5). Так как глубина исследования является относительно небольшой, то поровое давление можно условно принять как гидростатическое, аналогично уравнению (1), константа Био принята равной 1. Основной проблемой является определение ε_x и ε_y. Эти константы можно определить на глубине проведения мини-ГРП, где все

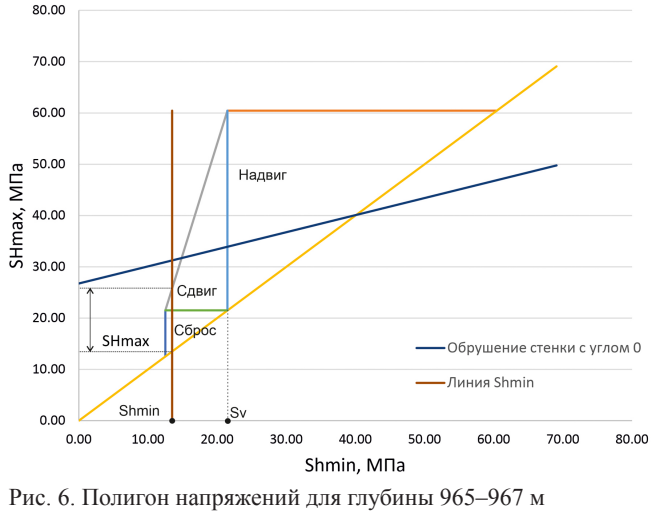


Рис. 6. Полигон напряжений для глубины 965–967 м

остальные параметры известны (S_{Hmax}, S_{hmin}, P_p, E, ν). Используя уравнения (5) и (6), были определены относительные деформации ε_x и ε_y. ε_x = 0,0167 и ε_y = 0,0534. Если принять допущение, что относительные деформации остаются постоянными для всего разреза, то можно вычислить величины горизонтальных напряжений по всей длине скважины.

На самом деле коэффициенты относительной деформации могут быть непостоянными по всему разрезу. Вероятнее всего, в глинистых интервалах данный коэффициент будет выше, чем в карбонатных породах, где был проведен тест мини-ГРП и определены эти коэффициенты. Для достоверной оценки изменчивости коэффициентов деформации по глубине недостаточно данных, так как прямое измерение S_{hmin} выполнено только в одной точке. В настоящей работе практическое применение результатов реконструкции современных напряжений сводится к оценке рисков роста трещины, следовательно приравнивание коэффициентов деформации в интервале мини-ГРП (карбонатные породы) к вышележащим слоям (в том числе к глинам) делает модель более безопасной. То есть прогнозное давление смыкания трещины в глинах возможно будет немного заниженным, что ещё больше снизит риск развития трещины.

Обсуждение результатов

Таким образом, по результатам лабораторных исследований физико-механических свойств керна совместно с обработкой геофизических данных были получены упруго-прочностные характеристики и величины главных напряжений для всего изучаемого разреза на карбонатном месторождении нефти (рис. 7).

В исследуемой скважине практический интерес представляет продуктивный интервал проведения гидроразрыва пласта – башкирские и верейские отложения. Основная трудность, возникающая в процессе ГРП на данном месторождении, вызвана обводнением пласта после проведения гидроразрыва. С точки зрения геомеханических исследований к такому результату могут приводить две основные причины: прорыв трещиной ГРП пород-покрышек до водоносного горизонта или активизация естественной трещиноватости, которая служит проводником для воды. Реконструкция современных напряжений и определение физико-механических свойств пород позволяют оценить вероятность прохождения трещиной ГРП плотных интервалов, представляющих собой «барьеры». Для такой оценки был более подробно рассмотрен интервал проведения гидроразрыва от 915 до 975 м (рис. 8).

Как было обозначено ранее, давление смыкания трещины в точке ГРП на глубине 965 м составляет 13,5 МПа. Ниже по разрезу величина минимального горизонтального напряжения остается практически неизменной (14 МПа), однако прочность породы увеличивается с 60 до 72 МПа, трещиностойкость увеличивается с 0,63 до 0,71 МПа·м$^{1/2}$. Выше по разрезу в верейском горизонте встречаются интервалы с пониженной прочностью (до 48 МПа) и трещиностойкостью (до 0,53 МПа·м$^{1/2}$) и с повышенным минимальным горизонтальным напряжением (до 16 МПа). Изменения величины минимального горизонтального напряжения по глубине, очевидно, во многом обусловлены

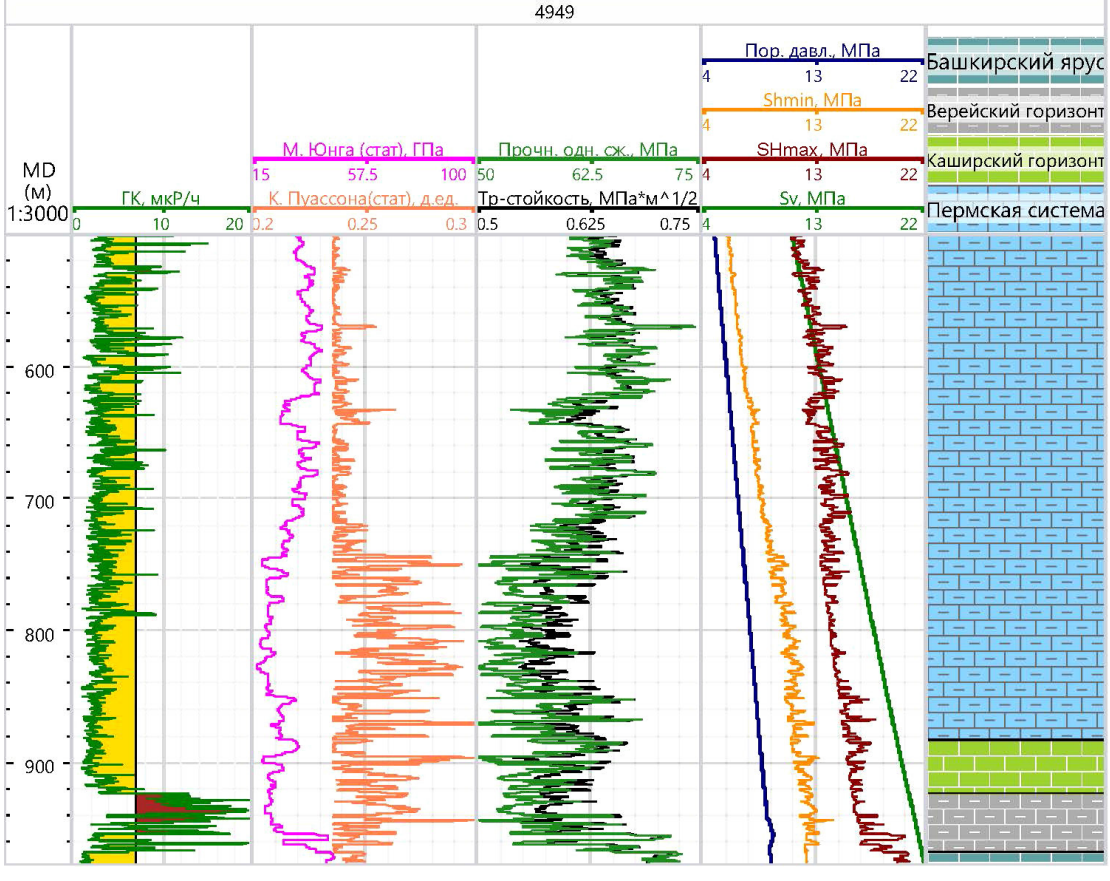


Рис. 7. Геофизический планшет с результатами исследований: модуль Юнга, коэффициент Пуассона, прочность на одноосное сжатие, параметр трещиностойкости, поровое давление и три главных напряжения

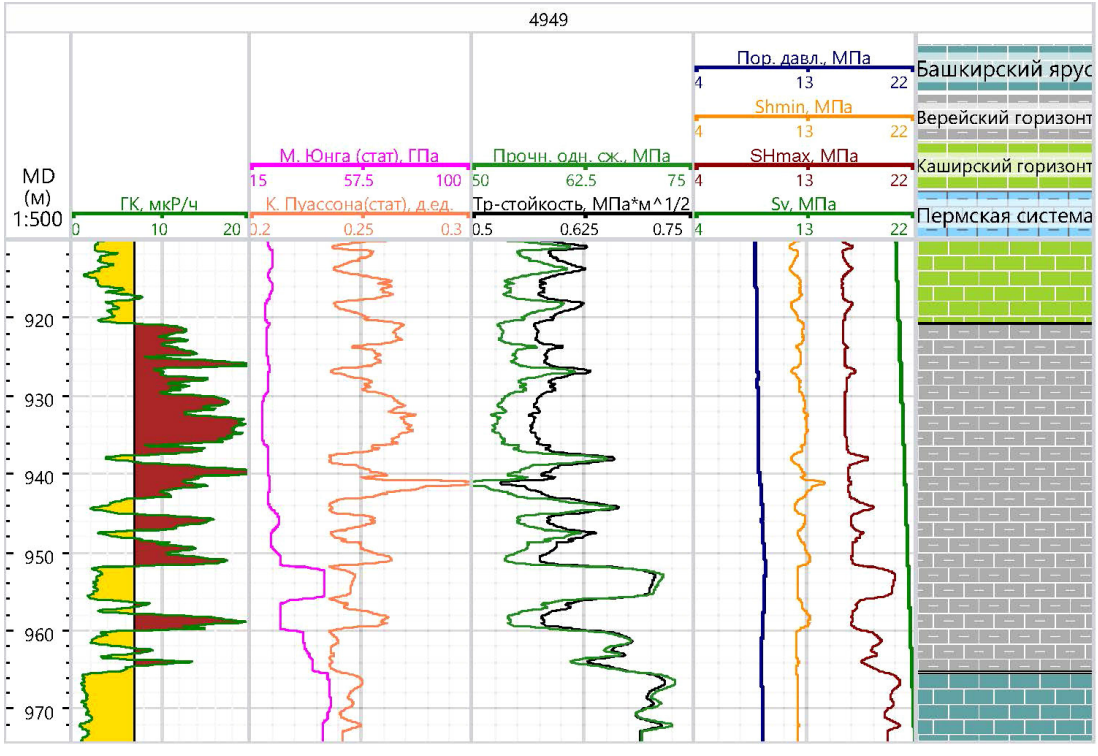


Рис. 8. Геофизический планшет с результатами исследований для интервала 915–975 м

литологической изменчивостью пород, слагающих разрез. Так, в карбонатной части верейского и башкирского возраста значения S_{hmin} относительно низкие по сравнению с терригенной толщей верейских отложений. В терригенных породах часто встречаются глинистые прослои, которые обладают низкими значениями модуля Юнга и высокими значениями коэффициента Пуассона, что и обуславливает такое распределение напряжений.

Имеющиеся величины напряжений и прочности пород позволяют оценить условия распространения трещины гидроразрыва вверх и вниз по разрезу. В работе (Simonson et al., 1978) решается задача распространения трещины ГРП в слои с отличающимися тектоническими напряжениями. Решение этой задачи описывается уравнением (7):

$$K_i = (\sigma_b - \sigma_a)\sqrt{\frac{l}{L}}\left\{2\sin^{-1}\left(\frac{L}{l}\right)\right\} + (p - \sigma_b)\sqrt{\pi l}, \qquad (7)$$

где K_i – коэффициент интенсивности напряжений, σ_b, σ_a – минимальное напряжение в вышележащем пласте и в зоне расположения трещины соответственно, L – полудлина трещины, l – полудлина предполагаемой трещины после её роста, p – давление внутри трещины.

Если принять, что $l = L(1 + \varepsilon)$, где ε – это относительное расстояние, пройденное трещиной в область с более высокими напряжениями, то получаем:

$$\frac{1}{1+\varepsilon} = \cos\left(\frac{K_I - (p - \sigma_a)\sqrt{\pi L(1+\varepsilon)}}{2(\sigma_b - \sigma_a)\sqrt{L(1+\varepsilon)}}\right). \qquad (8)$$

Допуская, что p_0 – это давление, необходимое для роста трещины при $\varepsilon = 0$, то

$$K_{IC} = (p_0 - \sigma_a)\sqrt{\pi L}. \qquad (9)$$

Объединив уравнения 8 и 9, получаем:

$$p - p_0 = \frac{K_{IC}}{\sqrt{\pi L}}\left(\frac{1}{\sqrt{1+\varepsilon}} - 1\right) + \frac{2(\sigma_b - \sigma_a)}{\pi}\cos^{-1}\left(\frac{1}{1+\varepsilon}\right) \qquad (10)$$

Уравнение (10) было использовано для построения модели роста трещины вверх и вниз по разрезу с учетом вычисленных напряжений и механических свойств пород. На рисунке 9 схематично изображен разрез и входные параметры, используемые в уравнении (10).

Можно рассмотреть два варианта: 1) какое давление необходимо для роста трещины вверх, и 2) какое давление необходимо для роста трещины вниз. Результат моделирования изображен на рисунке 10 в виде зависимости давления внутри трещины ($P–P_0$) и длины трещины. Зеленая кривая описывает рост трещины вверх, красная – рост трещины вниз.

Как было описано ранее, в данном случае рассматривается как вероятность роста трещины вверх по разрезу через отложения верейского горизонта, так и вниз по разрезу через отложения башкирского яруса. Оба случая могут оказаться негативными для добычи, так как повышается вероятность прорыва в водоносные горизонты и обводнения пласта. Рост трещины вверх по разрезу удерживается терригенной частью верейского горизонта, который обладает пониженной прочностью и повышенным давлением смыкания трещины. Распространение трещины вниз по разрезу удерживается повышенной прочностью пород башкирского яруса, однако давление смыкания трещины остается практически неизменным. Очевидно, что трещине «легче» распространиться вниз, для этого необходимо, чтобы внутри трещины давление стало выше на 0,8 МПа, чем давление смыкания (S_{hmin}). Для того, чтобы трещина росла вверх, необходимо, чтобы давление внутри трещины превысило давление смыкания

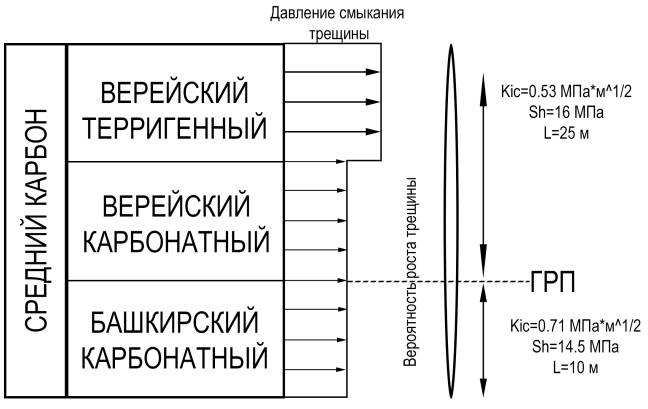


Рис. 9. Схема стратиграфического разреза в интервале гидроразрыва породы

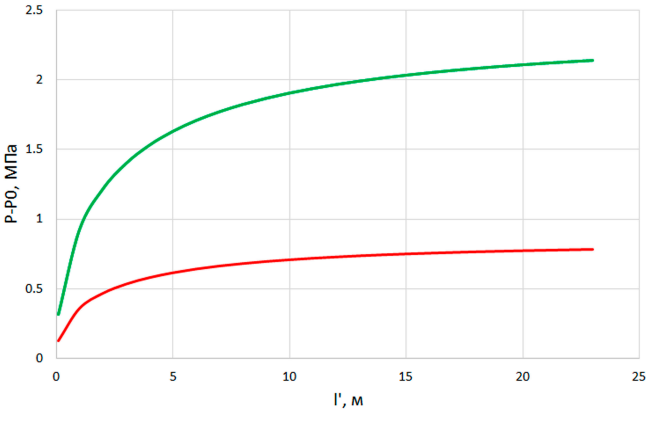


Рис. 10. График зависимости давления жидкости в трещине ГРП, превышающего минимальное главное напряжение, от ее длины. Зеленая кривая – рост трещины вверх, красная – рост трещины вниз.

более чем на 2.2 МПа. Следовательно, основным фактором, удерживающим неконтролируемый рост трещины, является давление смыкания трещины или минимальное горизонтальное напряжение. Прочность породы оказывает вторичное влияние. Этот факт необходимо учитывать при планировании гидроразрыва пород. Следует внимательно относится к вычислению минимального горизонтального напряжения, учитывая всевозможные исследования, такие как результаты мини-ГРП, лабораторные исследования керна, обработка и интерпретация каротажных данных.

Заключение

В работе показан алгоритм изучения геомеханических свойств массивов горных пород нефтяного месторождения, представленного карбонатными отложениями. Комплексирование результатов лабораторных исследований, каротажных данных и результатов мини-ГРП позволило выполнить реконструкцию современных тектонических напряжений, действующих в околоскважинном пространстве. Помимо этого, представлена прикладная составляющая этой модели, а именно, моделирование роста трещины гидроразрыва с учетом напряженно-деформированного состояния горных пород. Наглядно показано, как влияют на рост трещины напряжения и механические свойства пород.

Финансирование

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России в рамках соглашения № 075-15-2022-299 о предоставлении гранта в форме субсидий из федерального бюджета на осуществление государственной поддержки создания и развития научного центра мирового уровня «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты».

Литература

Дубиня Н.В. (2019). Обзор скважинных методов изучения напряженного состояния верхних слоев Земной коры. *Физика Земли*, 2, с. 137–155.

Хисамов Р.С., Войтович Е.Д., Либерман В.Б., Гатиятуллин Н.С., Войтович С.Е. (2006). Тектоническое и нефтегеологическое районирование территории Татарстана. Казань: ФЭН, 328 с.

Муслимов Р.Х., Абдулмазитов Р.Г., Хисамов Р.Б. и др. (2007). Нефтегазоносность Республики Татарстан. Геология и разработка нефтяных месторождений. Казань: ФЭН, 316 с.

Afsari M., Ghafoori M.R., Roostaeian M., Haghshenas A., Ataei A., Masoudi R. (2009). Mechanical Earth Model (MEM): an effective tool for borehole stability analysis and managed pressure drilling (case study). *SPE Middle East Oil Gas Show Conf. MEOS*, *Proc. OnePetro*, vol. 1. pp. 87–98. https://doi.org/10.2118/118780-MS

Brocher T.M. (2005). Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), pp. 2081–2092. https://doi.org/10.1785/0120050077

Gaarenstroom L., Tromp R.A.J., Brandenburg A.M. (1993). Overpressures in the Central North Sea: implications for trap integrity and drilling safety. Geological Society of London. Special Publications. *Petroleum Geology Conference Series*, 4(1), pp. 1305–1313. https://doi.org/10.1144/0041305

Ismail N.I., Naz M.Y., Shukrullah S., Sulaiman S.A. (2020). Mechanical earth modeling and sand onset production prediction for Well X in Malay Basin. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 10(7), pp. 2753–2758. https://doi.org/10.1007/s13202-020-00932-2

Jimenez J.A., Chalaturnyk R.J., Whittaker S.G. (2005). A Mechanical earth model for the Weyburn CO2 monitoring and storage project and its relevance to long-term performance assessment. *Green-house Gas Control Technologies*, pp. 2141–2145. https://doi.org/10.1016/B978-008044704-9/50289-5

Ljunggren C., Chang Y., Janson T., Christiansson R. (2003). An overview of rock stress measurement methods. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(7), pp. 975–989. https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2003.07.003

Plumb R., Edwards S., Pidcock G., Lee D., Stacey B. (2000). The mechanical earth model concept and its application to high-risk well construction projects. *Proceedings of IADC/SPE Drilling Conference*. *SPE,* pp. 1–13. https://doi.org/10.2118/59128-MS

Prats M. (1981). Effect of burial history on the subsurface horizontal stresses of formations having different material properties. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 21(6), pp. 658–662. https://doi.org/10.2118/9017-PA

Simonson E.R., Abou-Sayed A.S., and Clifton R.J. (1978). Containment of Massive Hydraulic Fractures. *SPE J.,* 18, pp. 27–32. https://doi.org/10.2118/6089-PA

The ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 2007-2014 (2015). Ed. R. Ulusay. Springer Cham Heidelberg New York Dordrecht London. https://doi.org/10.1007/978-3-319-07713-0

Zain-Ulabedin M., Henk A. (2020). Building 1D and 3D Mechanical earth models for underground gas storage – a case study from the Molasse Basin, Southern Germany. *Energies*, 13, pp. 1–21. https://doi.org/10.3390/en13215722

Zoback M.D., Barton C.A., Brudy M., Castillo D.A., Finkbeiner T., Grollimund B.R., Moos Peska D.B., Ward C.D., Wiprut D.J. (2003). Determination of stress orientation and magnitude in deep wells. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(7–8), pp. 1049–1076. https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2003.07.001

Сведения об авторах

Эдуард Ришадович Зиганшин – кандидат геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5

e-mail: ERZiganshin@kpfu.ru

Виктор Евгеньевич Косарев – старший преподаватель, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5
e-mail: Victor.Kosarev@kpfu.ru

Артур Вилданович Фаттахов – старший преподаватель, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5
e-mail: AVFattahov@kpfu.ru

Салават Ильдусович Гильфанов – инженер, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5
e-mail: SalIGilfanov@kpfu.ru

Марта Андреевна Скоробогатова – инженер, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5
e-mail: MaASkorobogatova@kpfu.ru

Азат Дамирович Маликов – главный геолог, АО «Татнефтепром»
Россия, 423458, Альметьевск, ул. Маяковского, д. 116
e-mail: malikov@tatnefteprom.ru

Александр Станиславович Сергеев – начальник геологического отдела, АО «Татнефтепром»
Россия, 423458, Альметьевск, ул. Маяковского, д. 116
e-mail: sergeev_as@tatnefteprom.ru

Статья поступила в редакцию 30.10.2024;
Принята к публикации 21.02.2025; Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Features of Stress State Reconstruction in Carbonate Rocks on the Example of an Oil Field of the Republic of Tatarstan

E.R. Ziganshin[1], V.E. Kosarev[1], A.V. Fattakhov[1] S.I. Gilfanov[1], M.A. Skorobogatova[1], A.D. Malikov[2], A.S. Sergeev[2]*
[1]Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation
[2]Tatnefteprom JSC, Almetyevsk, Russian Federation
[*]Corresponding author: Eduard R. Ziganshin, e-mail: ERZiganshin@kpfu.ru

Abstract. The paper presents the results of laboratory studies of the physical and mechanical properties of carbonate rock cores from one of the oil fields in the Republic of Tatarstan. The experimental data obtained, together with the results of geophysical studies of wells and fracture data, were used to calculate the stress-strain state of the rocks. Horizontal stresses were calculated using the Eaton poroelastic model. The deformation coefficients at the depth of hydraulic fracturing were preliminarily determined. The minimum horizontal stress was determined as the fracture closure pressure, and the maximum horizontal stress was calculated from the stress diagram (combining the rock failure criterion and the classification of tectonic states). The elastic moduli obtained from laboratory studies were used in the stress reconstruction. As a result, the values of the stress along the borehole section were calculated and the tectonic regime was determined. The dependence equations for the strength properties of the rocks composing the section were obtained and the strength values along the entire borehole were calculated. The geomechanical model was used to calculate the dependence of fracture pressure on fracture length and to assess the conditions of uncontrolled fracture growth.

Keywords: carbonate rock, geomechanics, geomechanical model, laboratory core testing, fracturing of rock

Acknowledgements

The work was carried out with the support of the Ministry of Education and Science of Russia under agreement No. 075-15-2022-299 on the provision of a grant in the form of subsidies from the federal budget for the implementation of state support for the creation and development of a world-class scientific center ‘Rational development of liquid hydrocarbon reserves of the planet’.

Recommended citation: Ziganshin E.R., Kosarev V.E., Fattakhov A.V. Gilfanov S.I., Skorobogatova M.A., Malikov A.D., Sergeev A.S. (2025). Features of Stress State Reconstruction in Carbonate Rocks on the Example of an Oil Field of the Republic of Tatarstan. *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 135–143. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.11

References

Afsari M., Ghafoori M.R., Roostaeian M., Haghshenas A., Ataei A., Masoudi R. (2009). Mechanical Earth Model (MEM): an effective tool for borehole stability analysis and managed pressure drilling (case study). *SPE Middle East Oil Gas Show Conf. MEOS*, *Proc. OnePetro*, vol. 1. pp. 87–98. https://doi.org/10.2118/118780-MS

Brocher T.M. (2005). Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth’s Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), pp. 2081–2092. https://doi.org/10.1785/0120050077

Dubinya N.V. (2019). An Overview of Wellbore Methods of Investigating Stress Stateof the Upper Layers of the Earth’s Crust. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 55, pp. 311–326. DOI: 10.1134/S1069351319020034

Gaarenstroom L., Tromp R.A.J., Brandenburg A.M. (1993). Overpressures in the Central North Sea: implications for trap integrity and drilling safety. Geological Society of London. Special Publications. *Petroleum Geology Conference Series*, 4(1), pp. 1305–1313. https://doi.org/10.1144/0041305

Ismail N.I., Naz M.Y., Shukrullah S., Sulaiman S.A. (2020). Mechanical earth modeling and sand onset production prediction for Well X in Malay Basin. *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*, 10(7), pp. 2753–2758. https://doi.org/10.1007/s13202-020-00932-2

Jimenez J.A., Chalaturnyk R.J., Whittaker S.G. (2005). A Mechanical earth model for the Weyburn CO2 monitoring and storage project and its relevance to long-term performance assessment. *Green-house Gas Control Technologies*, pp. 2141–2145. https://doi.org/10.1016/B978-008044704-9/50289-5

Khisamov R.S., Voitovich E.D., Liberman V.B. et al. (2006). Tectonic and petrogeological zoning of the territory of Tatarstan. Kazan: Fen, 328 p. (In Russ.)

Ljunggren C., Chang Y., Janson T., Christiansson R. (2003). An overview of rock stress measurement methods. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(7), pp. 975–989. https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2003.07.003

Muslimov R.Kh., Abdulmazitov R.G., Khisamov R.B. et al. (2007). Oil and gas potential of the Republic of Tatarstan. Geology and oil field development. Kazan: Fen, 316 p. (In Russ.)

nstruction projects. *Proceedings of IADC/SPE Drilling Conference. SPE,* pp. 1–13. https://doi.org/10.2118/59128-MS

Prats M. (1981). Effect of burial history on the subsurface horizontal stresses of formations having different material properties. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 21(6), pp. 658–662. https://doi.org/10.2118/9017-PA

Simonson E.R., Abou-Sayed A.S., and Clifton R.J. (1978). Containment of Massive Hydraulic Fractures. *SPE J.,* 18, pp. 27–32. https://doi.org/10.2118/6089-PA

The ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 2007-2014 (2015). Ed. R. Ulusay. Springer Cham Heidelberg New York Dordrecht London. https://doi.org/10.1007/978-3-319-07713-0

Zain-Ulabedin M., Henk A. (2020). Building 1D and 3D Mechanical earth models for underground gas storage – a case study from the Molasse Basin, Southern Germany. *Energies*, 13, pp. 1–21. https://doi.org/10.3390/en13215722

Zoback M.D., Barton C.A., Brudy M., Castillo D.A., Finkbeiner T., Grollimund B.R., Moos Peska D.B., Ward C.D., Wiprut D.J. (2003). Determination of stress orientation and magnitude in deep wells. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(7–8), pp. 1049–1076. https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2003.07.001

About the Authors

Eduard R. Ziganshin – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior researcher, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University

4/5 Kremlyovskaya str., Kazan, 420111, Russian Federation

e-mail: ERZiganshin@kpfu.ru

Viktor E. Kosarev – Senior lecturer, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University

4/5 Kremlyovskaya str., Kazan, 420111, Russian Federation

e-mail: Victor.Kosarev@kpfu.ru

Artur V. Fattakhov – Senior lecturer, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University

4/5 Kremlyovskaya str., Kazan, 420111, Russian Federation

e-mail: AVFattahov@kpfu.ru

Salavat I. Gilfanov – Engineer, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University

4/5 Kremlyovskaya str., Kazan, 420111, Russian Federation

e-mail: SalIGilfanov@kpfu.ru

Marta A. Skorobogatova – Engineer, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University

4/5 Kremlyovskaya str., Kazan, 420111, Russian Federation

e-mail: MaASkorobogatova@kpfu.ru

Azat D. Malikov – Chief geologist, Tatnefteprom JSC

116 Mayakovsky str., Almetyevsk, 423458, Russian Federation

e-mail: malikov@tatnefteprom.ru

Alexander S. Sergeev – Head of geological department, Tatnefteprom JSC

116 Mayakovsky str., Almetyevsk, 423458, Russian Federation

e-mail: sergeev_as@tatnefteprom.ru

Manuscript received 30 October 2024;
Accepted 21 February 2025;
Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georesursy.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.5 УДК 552.163

Минеральный состав и условия метаморфизма вмещающих толщ Горевского полиметаллического месторождения (Енисейский кряж)

В.Е. Волкова[*]*, В.П. Сухоруков*

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Горевское месторождение (Енисейский кряж) является одним из крупнейших полиметаллических месторождений, локализованных в метаморфических толщах. Несмотря на длительную историю изучения, до сих пор нет единого мнения о его генезисе. Учитывая важную роль метаморфических преобразований в перекристаллизации и формировании облика руд, при реконструкциях генезиса месторождения определяющее значение играют оценки условий метаморфизма вмещающих толщ. Ранее такие оценки давались на основании минеральных парагенезисов в породах. В настоящей статье представлены результаты изучения температурных условий метаморфических преобразований вмещающих горных пород Горевского месторождения с использованием геотермометра на основе данных рамановской спектрометрии углеродистого материала, а также традиционных методов минеральной термометрии. Полученные данные позволили оценить пиковые значения температуры регионального метаморфизма в 490–530 °С при хорошей сходимости результатов различных методов. Также установлено, что на постметаморфической стадии породы были преобразованы гидротермальными процессами при температуре около 345–365 °С.

Ключевые слова: Горевское месторождение, Енисейский кряж, метаморфизм, углеродистое вещество, рамановская спектроскопия

Для цитирования: Волкова В.Е., Сухоруков В.П. (2025). Минеральный состав и условия метаморфизма вмещающих толщ Горевского полиметаллического месторождения (Енисейский кряж). *Георесурсы,* 27(1), с. 144–161. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.5

Введение

Горевское месторождение является одним из крупнейших полиметаллических месторождений наряду с Холоднинским (Северное Прибайкалье) и Озерным (Западное Забайкалье). На сегодняшний день общие запасы свинца и цинка (с учетом добычи) составляют 8,8 млн т при средних содержаниях Pb – 6,15%, Zn – 2,02%, Ag – 55,4 г/т и Cd – 0,004%. Месторождение расположено на правом берегу и частично в русле р. Ангара, в 40 км от ее впадения в р. Енисей. Оруденение приурочено преимущественно к углеродисто-кремнисто-карбонатным отложениям горевской свиты. Вмещающие породы сложены углеродистыми сланцами, кремнистыми и карбонатными прослоями различной мощности. Генезис месторождения остается дискуссионным. На разных этапах исследований предполагалась гидротермально-метасоматическая модель формирования (Бровков и др., 1976, 1983; Выдрин и др., 1964 и др.), позднее был предложен вариант седиментационно-эксгаляционного происхождения руд (Кузнецов и др., 1990; Пономарев и др., 1991; Distanov et al., 1999). В последних работах предложена модель осадочно-диагенетического происхождения руд в условиях катагенеза при важной роли процессов переотложения первичного рудного материала внутрипоровыми растворами (Belokonov et al., 2021). В работе (Ковалев и др., 2023) отмечается важная роль процессов метаморфизма в перекристаллизации рудного вещества и формировании полосчато-брекчиевидных, полосчато-вкрапленных, полосчато-прожилковых структур руд, а также в образовании Pb–Ag и Sb–As минерализации, комплекса Fe–Mn–Ba–алюмосиликатных минералов и магнетита. В связи с этим особое значение для реконструкции генезиса месторождения приобретает оценка условий метаморфизма рудовмещающих толщ. До сих пор оценки давались на основании минеральных парагенезисов в породах, количественных оценок не проводилось. Целью наших исследований было определение температурных условий метаморфизма вмещающих горных пород Горевского месторождения.

Для достижения указанной цели использовался метод, основанный на упорядочивании структуры углеродистого вещества с ростом температуры (Beyssac et al., 2002 и др.). Ранее нами этот метод опробовался на примере

[*] Ответственный автор: Валерия Евгеньевна Волкова
e-mail: volkovave@igm.nsc.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

золоторудного месторождения Эльдорадо (Енисейский кряж), где он показал хорошую сходимость с методами традиционной минеральной термометрии (Sukhorukov et al., 2021). В этой работе приводятся новые данные по минералогии вмещающих толщ Горевского месторождения, и впервые даются количественные оценки условий их метаморфизма.

Геологическое строение

Горевское свинцово-цинковое месторождение расположено на западной окраине Сибирского кратона, в южной части Центрально-Ангарского блока Енисейского кряжа (рис. 1). В геологическом строении Горевского рудного поля и месторождения принимают участие метаморфизованные породы верхнего рифея и палеозойские отложения (Зуев и др., 2009). Верхнерифейский комплекс состоит из потоскуйской, горевской и сухохребтинской свит. Палеозойские отложения представлены рассохинской свитой нижнего карбона. Вмещающие породы месторождения сложены углеродистыми сланцами, кремнистыми и карбонатными прослоями различной мощности, среди которых преобладают известковистые сланцы и глинистые известняки. Для них характерно ритмично-слоистое строение, которое выражается в чередовании слойков, слоёв и пачек с разным соотношением карбонатного и кварцево-слюдистого материала, в различной мере пигментированного углеродистым графитоподобным веществом (Макаров и др., 2014).

Для площади Горевского месторождения, особенно его юго-восточной части, характерно широкое развитие даек основного состава (Просняков, Володин, 1962; Выдрин и др., 1964; Шерман, 1971; Охапкин, Бутан, 1989; Ковалёв и др., 2023). Они представлены долеритами (от оливиновых до лейкократовых разностей), кварцевыми диабазами, лампрофироподобными субщелочными оливиновыми долеритами (Ковалев и др., 2023). Дайки образуют серии сближенных тел северо-западного и северо-восточного простирания, которые контролируются зонами крупных разрывных нарушений. Зачастую наблюдается пересечение даек сульфидными и кварц-сульфидными прожилками. Также отмечены брекчии диабазов с цементом сфалерит-пирротин-галенитового состава.

Оруденение приурочено к зоне межпластовых срывов, ограниченной сближенными тектоническими

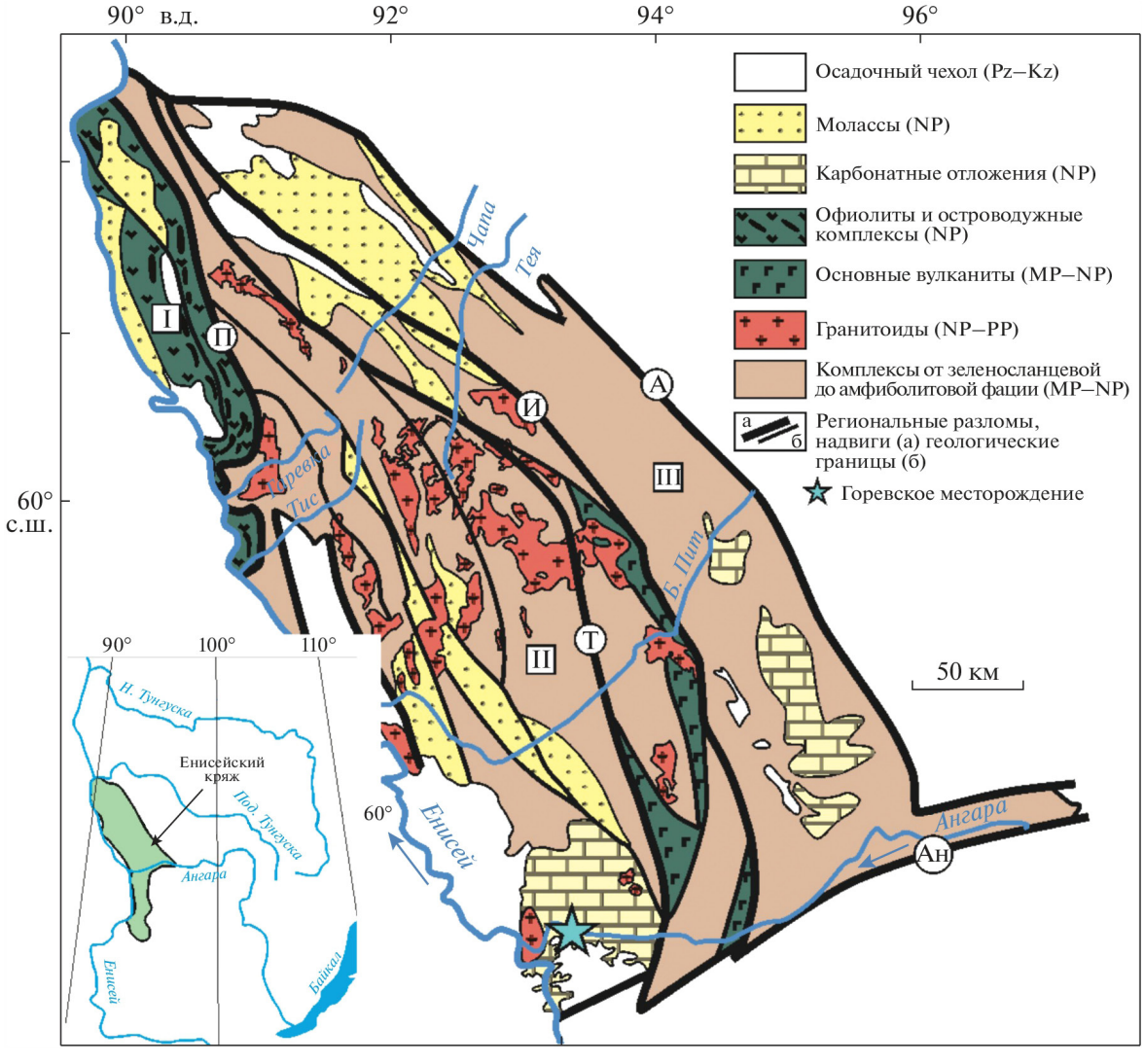


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Заангарской части Енисейского кряжа (Лиханов и др., 2014; Верниковский и др., 2016; Ковалев и др., 2023). Тектонические блоки: I – Исаковский, II – Центрально-Ангарский, III – Восточно-Ангарский. Региональные разломы: И – Ишимбинский, Т – Татарский, П – Приенисейский, А – Анкиновский, Ан – Ангарский. Звездочкой отмечено Горевское месторождение.

нарушениями северо-западного направления, в ядерной части Горевской синклинали (Макаров и др., 2014). Полиметаллическая минерализация залегает в сложнодислоцированных и тектонически нарушенных углеродисто-терригенно-кремнисто-карбонатных породах горевской свиты общей мощностью около 2000 м и локализована преимущественно в нижней части разреза (рис. 2). Рудовмещающие отложения на месторождении характеризуются пестрым составом: выделяются подрудные пирротин содержащие темно-серые углеродистые глинисто-кремнисто-известковистые породы, черные углеродистые глинисто-кремнисто-сидеритовые породы (рудная пачка) и надрудные слабоуглеродистые серые глинисто-кварц-карбонатные породы (Ковалев и др., 2023). Подрудная и надрудная пачки визуально слабо отличаются друг от друга, представляя по сути кремнистые мергелисто-известковистые отложения с повышенной углеродистостью в подрудной пачке. Породы характеризуются ритмично-слоистым строением, различной мощностью углеродистых сланцев, кремнистых и карбонатных прослоев. Структурные элементы отложения включают косую слоистость, градационную сортировку тонкообломочного материала, размыв поверхностей кровли ритмов, более обломочный материал подошвы ритмов. Пачка, вмещающая рудные залежи месторождения, характеризуется преимущественно черной окраской и представлена ритмичным чередованием слоев различной насыщенности сульфидными минералами: углеродисто-кремнистыми алевропелитами, силицитами, кремнисто-сидеритовыми и существенно сидеритовыми.

Месторождение представлено тремя сближенными кулисообразно расположенными рудными телами (Главное, Западное и Северо-Западное), разделенными слабо минерализованными породами (Зуев и др., 2009). Границы рудных тел устанавливаются лишь по данным опробования. Форма тел пластообразная, линзовидная, северо-западной ориентировки с падением на юго-запад под углом 75–80° при отчетливо выраженном юго-восточном склонении. По отношению к вмещающим породам рудные тела залегают согласно, субконформно, реже имеют секущий характер. Рудная зона месторождения прослежена по поверхности на протяжении 1800 м при ширине до 500 м и по падению до глубины 1300 м.

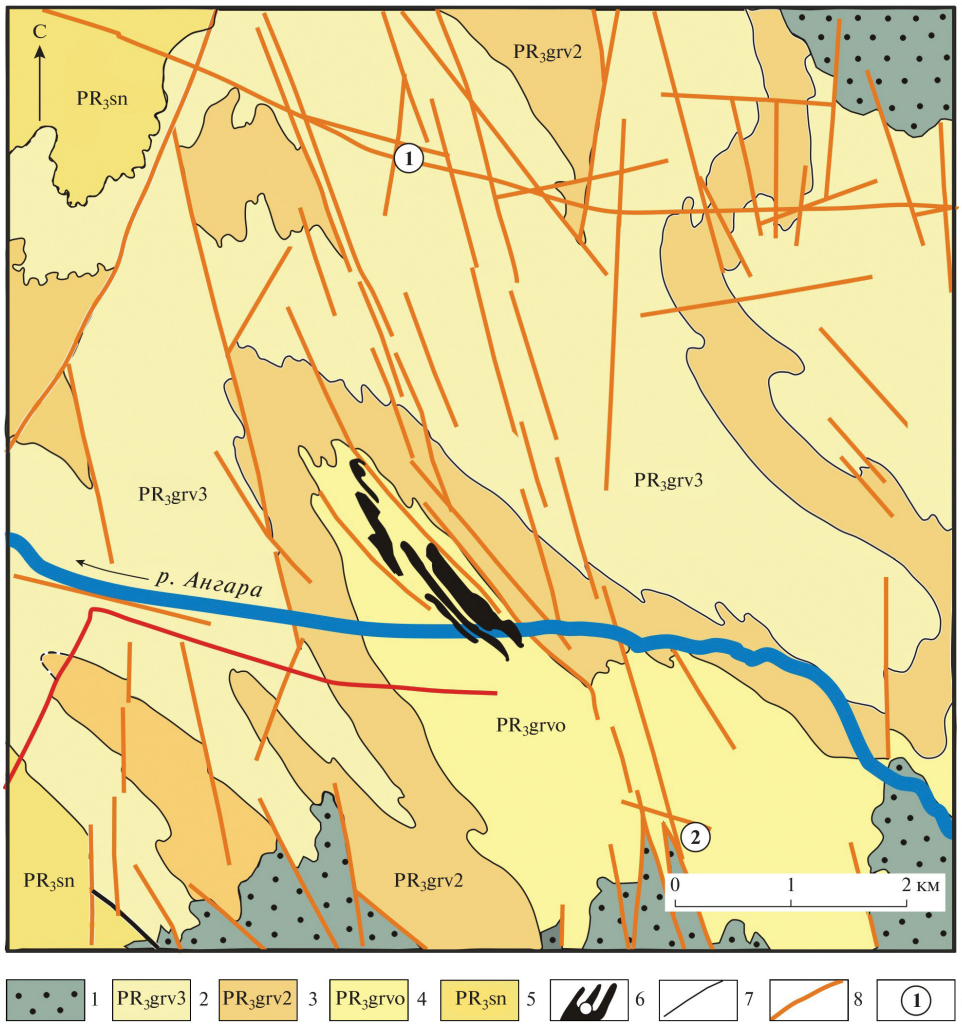


Рис. 2. Схема геологического строения района Горевского месторождения (Ковалев и др., 2023). 1 – отложения верхнего девона, 2–4 – горевская свита верхнего рифея: 2 – верхняя пачка (известняки с прослоями известковистых кварц-серицитовых сланцев), 3 – средняя пачка (известняки с биотитом), 4 – нижняя (рудовмещающая) пачка (известняки, известковистые кварц-серицитовые и углеродисто-слюдистые сланцы); 5 – потоскуйская (шунтарская) свита верхнего рифея (кварц-серицитовые сланцы), 6 – рудные тела Горевского месторождения, 7 – геологические границы, 8 – разрывные нарушения, 9 – рудопроявления: Рудаковское (1), Картичное (2).

Текстура руд полосчатая, брекчиевидная, полосчато-вкрапленная и прожилковая. Главные рудные минералы: галенит, сфалерит, пирротин. Менее распространены пирит, магнетит, марказит, сульфоантимониды свинца, арсенопирит, ильменит. Редко встречаются халькопирит, теннантит, аргентит, пираргирит, дискразит, самородное серебро. По содержанию основных компонентов выделены свинцово-цинковый (Pb/Zn < 1%), свинцовый (Pb/Zn до 6–8%) и пирротиновый типы руд. Существенно пирротиновая минерализация тяготеет к корневым частям рудных тел, при этом в нижних горизонтах месторождения присутствуют крупные самостоятельные залежи пирротиновых руд. Цинковая минерализация тяготеет к висячему блоку рудной зоны, свинцовая – к лежачему. Среднее отношение свинца к цинку по месторождению составляет 4 : 1. На долю свинцовых руд приходится около 75% запасов месторождения (Зуев и др., 2009).

Методы исследований

Сканирующая электронная микроскопия

Аналитические работы выполнены в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Исследование химического состава минералов проводилось на сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (TESCAN Ltd.) с энергодисперсионным спектрометром (EDS, система микроанализа INCA Energy-450 XMax-80) в ИГМ СО РАН. Условия EDS-анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток электронного пучка 1,5 нА, время набора спектров 20 с.

Рамановская микроспектроскопия и оценка температур по углеродистому веществу

Изучение углеродистого вещества проводилось в полированных пластинках толщиной 0,2 мм методом рамановской спектроскопии. Измерения проводились в ИГМ СО РАН на рамановском спектрометре Horiba Labram HR800. Возбуждение в образце осуществлялось лазером с длиной волны 532 нм и мощностью на выходе 50 мВт. Регистрация спектра производилась полупроводниковым детектором (CCD матрицей), охлаждаемым по методу Пельтье. Набор спектра углеродистого вещества осуществлялся в диапазоне 1100–1800 $см^{-1}$. Время накопления одного спектра составляло 10 с, один анализ включал 5 накоплений. В каждом образце анализировалось не менее 30 чешуй углеродистого вещества. Обработка полученных спектров осуществлялась в компьютерной программе Fityk (версия 1.3.1). В качестве базовой линии принималась кривая полиномиальной функции 3-го порядка, проходящая по средним значениям фонового шума. После вычитания базовой линии проводилась аппроксимация пиков (D1, G, D2) с использованием функции Войта (Voigt) (Wojdyr, 2010). Площадь (интегральная интенсивность), интенсивность (высота), положение центра пиков и полная ширина в половине максимума (FWHM) были определены для всех пиков (т.е. для D1, G и D2). Оценка температур осуществлялась с использованием геотермометров Beyssac et al. (2002) по уравнению (1), а также по уравнениям (Rahl et al., 2005) (2) и (Aoya et al., 2010) (3):

$$T = -445*R2 + 641, \quad (1)$$

$$T = 737{,}3 + 320{,}9*R1 - 1067*R2 - 80{,}638*R1^2, \quad (2)$$

$$T = 91{,}4*R2^2 - 556{,}3*R2 + 676{,}3, \quad (3)$$

где $R1 = [D1/G]_{высота}$, $R2 = [D1/(D1+G+D2)]_{площадь}$.

Результаты

Петрография

Отобранные для оценок условий метаморфизма образцы Горевского месторождения характеризуются в различной степени деформированными слоистыми и полосчатыми породами: от слабодеформированных до будинированных, брекчированных и катаклазированных (рис. 3).

Слабодеформированные породы имеют слоистое, ритмично-слоистое строение (рис. 3а–г) и представлены переслаивающимися карбонатными, кварц-карбонатными и хлорит-серицитовыми, гранат-биотитовыми прослоями, часто углеродсодержащими. Структура мелко-, скрытозернистая, равномернозернистая у существенно метакарбонатных прослоев. Для метаморфизованных глинисто-алевролитовых прослоев типична лепидобластовая, порфиробластовая структура. Сланцеватость последних направлена согласно первичной слоистости породы. Карбонатные прослои состоят из сидерита на 80–95 об.%, кварца до 10 об.% и рудного вещества до 20 об.%, иногда встречаются мусковит до 5 об.% или хлорит до 5 об.%; некоторые из прослоев обогащены рассеянным углеродистым материалом. Хлорит-серицитовые сланцы содержат 60–90 об.% кварца, 30–5 об.% серицита и 10–5 об.% хлорита, в которых присутствуют акцессорные зёрна турмалина. Гранат-биотитовые сланцы обычно образуют маломощные прослои до 4 мм, которые наименее распространены в разрезе. Их минеральная ассоциация включает: кварц (45 об.%), биотит (20–25 об.%), сидерит (до 20 об.%), гранат (10–15 об.%), ± хлорит (10–5 об.%), а также акцессорный турмалин и ильменит. Большинство прослоев сланцев содержат дисперсный углерод, который, вероятно, представлен графитом. Деформационные структуры представлены сланцеватостью и кливажем плойчатости, ориентированными субпараллельно первичной слоистости, а также разрывными дислокациями, (микротрещинами) секущими слоистость. Первые из них наиболее ярко проявлены в хлорит-серицитовых и гранат-биотиовых прослоях (рис. 3а–г), в то время как вторые заметны в более компетентных метакарбонатных прослоях (рис. 3а, б, г). Разрывные дислокации в большинстве своем залечены регенерированными кварц-карбонатными прожилками различной мощности. В целом, большинство из перечисленных деформационных структур образует единый парагенезис, сформированный в результате сжатия, направленного субперпендикулярно слоистости пород и отражающего деформации внутрислоевого квазитечения, межслоевого скольжения и разрывообразования.

Деформированные породы включают брекчированные и будинированные слоистые породы, аналогичные по составу первой группе (рис. 3д–ж), и катаклазированные полосчатые породы (рис. 3з). Катаклазированные полосчатые породы сложены переслаивающимися карбонатными и кремнисто-карбонатно-силикатными прослоями, между

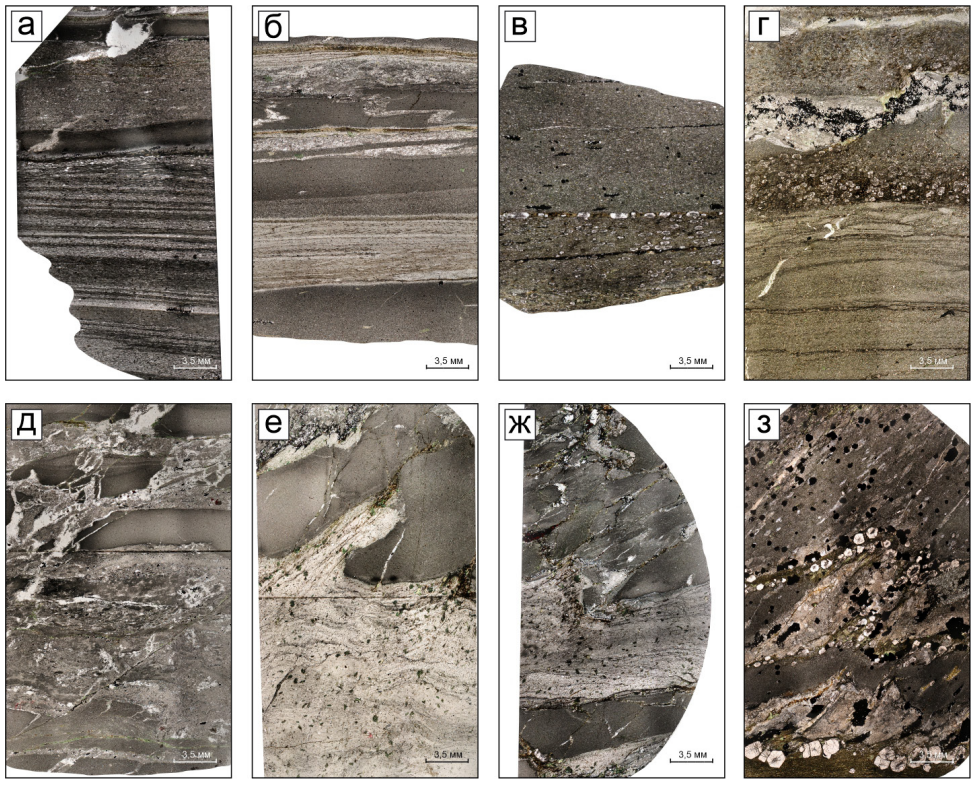


Рис. 3. В различной степени деформированные породы Горевского месторождения в стандартных полированных шлифах: а–г – слабодеформированные слоистые породы, д–ж – брекчированные и будинированные слоистые породы, з – катаклазированные полосчатые породы.

которыми локализованы тонкие (до 2 мм) слойки гранат-биотитовых сланцев. Структура гранат-биотитовых сланцев лепидобластовая, порфиробластовая. Состав представлен биотитом 60 об.%, гранатом 35 об.% и хлоритом до 5 об.%. Сланцеватость данных прослоев ориентирована согласно первичной слоистости/полосчатости породы. Карбонатные прослои обладают мелко-, скрытозернистой, равномернозернистой структурой и состоят на 80–85 об.% из сидерита, 10–5 об.% кварца, 5 об.% биотита и до 5 об.% магнетита. Кремнисто-карбонатно-силикатные прослои состоят из кварца 40–35 об.%, сидерита 35 об.%, магнетита 7–10 об.%, биотита 10 об.%, грюнерита 5–7 об.% и граната 3–5 об.% с единичными зёрнами анкерита и пирротина и отличаются мелко-, скрытозернистой, немато-лепидобластовой структурой, которая ориентирована под углом к полосчатости породы. Данные породы характеризуются гораздо более высокой степенью деформаций, по сравнению со слабодеформированными породами и, вероятно, локализованы вблизи разломной зоны или в замке складки. Элементы первичной слоистости здесь сохраняются лишь у незначительной части компетентных обломков метакарбонатных слоёв. Широкое развитие пластических деформаций в результате внутрислоевого течения в хлорит-серицитовых и гранат-биотитовых прослоях приводит к разрыву слоев метакарбонатов и формированию структур будинажа и, в конечном счёте, брекчированию пород (рис. 3д, е, ж). Межслоевое скольжение в сочетании с пластическим выдавливанием некомпетентного материала в секущие разрывные дислокации приводит к развороту минеральных зёрен граната, биотита и грюнерита, в результате чего они ориентированы под углом к первичной слоистости (полосчатости) пород (рис. 3з). Появление трещин, секущих участки проявления пластических деформаций, служит подтверждением наличия ещё одного этапа деформаций. Данные трещины выполнены стильпномеланом, хлоритом и грюнеритом.

Морфология и химический состав минералов

Морфология и химический состав минералов рассматривались в гранат-биотитовых сланцах, пригодных для применения традиционных геотермометров, которые приводятся ниже.

Гранат

Гранат в слабодеформированных гранат-биотитовых прослоях присутствует в ассоциации с биотитом, ± хлоритом, кварцем, сидеритом и ильменитом и образует вытянутые, согласно сланцеватости породы, зональные порфиробласты пойкилитового строения (рис. 3в, г; рис. 4а–в). Размер зёрен достигает 1,2 мм. Порфиробласты часто растресканы, трещины залечены биотитом; замещение зёрен не наблюдается. В качестве включений в минерале встречаются скопления углеродистого вещества, зёрна кварца, ильменита, сидерита, апатита, турмалина и циркона. Включения сконцентрированы в центральной части зёрен граната, что определяет зональность минерала. По химическому составу гранат относится к альмандину: xAlm ≈ 0,77–0,66, xPrp ≈ 0,02–0,01, xSps ≈ 0,17–0,29, xGross ≈ 0,08–0,03 (табл. 1). Железистость минерала от центра к краю зерна постоянна (F ≈ 0,97–0,99). В зёрнах граната наблюдается слабое увеличение спессартина и уменьшение альмандина от центра зёрен к периферии (рис. 5, обр. Гр-6, Гр-5). В образце Г-2112-118 зональность граната осложняется незначительным увеличением

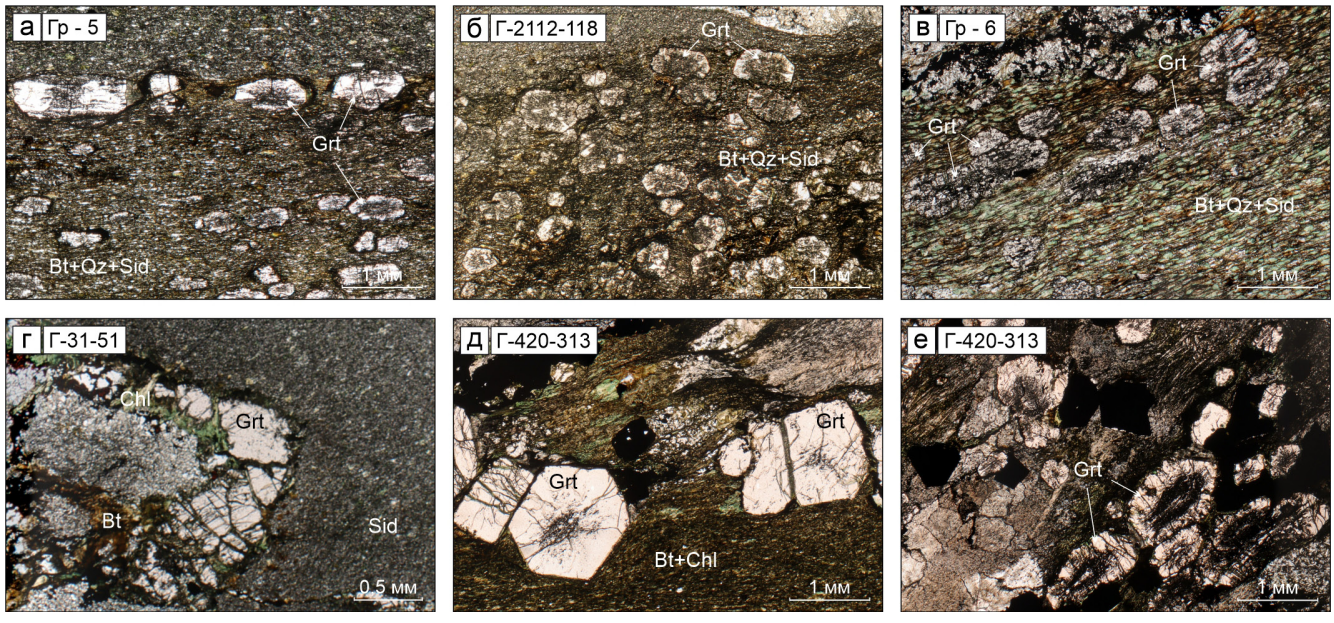


Рис. 4. Гранат-биотитовые сланцы Горевского месторождения. Микрофотографии шлифов в проходящем свете. Grt – гранат, Bt – биотит, Qz – кварц, Sid – сидерит, Chl – хлорит

альмандина и уменьшением спессартина на краях зёрен (рис. 5).

Гранат в образцах Г-31-51 и Г-420-313 (рис. 3ж, з, соответственно; рис. 4г–е) распространён на границе карбонатных и кремнисто-карбонатно-силикатных прослоёв и образует как хорошо ограненные кристаллы размером 1–1,5 мм, так и деформированные вытянутые зёрна аналогичной размерности. Последние локализованы в зоне максимального напряжения (давления). Зёрна часто трещиноваты и раздроблены, трещины залечены хлоритом. Отмечается хлоритизация зёрен в виде каймы или оторочки вокруг граната мощностью около 0,1 мм, сложенной хлоритом (рис. 5, обр. Г-420-313, Grt-1). Зёрна граната имеют зональное строение, которое определяется повышенным количеством включений в центральной части зёрен. Включения представлены преимущественно кварцем и углеродистым материалом, в меньшей степени ильменитом, биотитом, сидеритом, апатитом и турмалином. В образце Г-31-51 гранат по химическому составу соответствует альмандину: xAlm ≈ 0,67–0,77, xPrp ≈ 0,01–0,02, xSps ≈ 0,20–0,14, xGross ≈ 0,13–0,08 (табл. 1), в котором отмечается незначительное повышение альмандинового компонента и снижение спессартинового и гроссулярового миналов от центра к краю зерён (рис. 5). Гранат в образце Г-420-313 характеризуется наличием сложной химической зональности (рис. 5). Железистость граната в обоих образцах практически не изменяется от центра к краю зерна (F ≈ 0,98–1,00).

Биотит

Биотит в слабодеформированных образцах представлен коричневато-бурыми и зеленоватыми закономерно ориентированными чешуйками, которые определяют сланцеватость породы (рис. 4а–в). Размер чешуек обычно не превышает 0,5–0,7 мм. Железистость биотита в подобных образцах варьируется от 0,79 до 0,86 (рис. 6а). Содержание TiO_2 составляет 1,15–1,92 мас.% (табл. 2).

В образце Г-31-51 биотит образует буроватые чешуйки длиной до 0,4 мм (рис. 4г) и отличается повышенной железистостью, составляющей 0,86–0,88, и наличием BaO в количестве 1,06–2,03 мас.% (табл. 2). Содержание TiO_2 изменяется от 1,12 до 1,86 мас.%.

В образце Г-420-313 по морфологическим особенностям минерала выделяется две генерации биотита. Первая генерация представлена буроватыми закономерно ориентированными в одном направлении (параллельно полосчатости) относительно крупными (0,3–0,5 мм) чешуйками, которые присутствуют совместно с зеленоватыми чешуйками хлорита и порфиробластами граната (рис. 4д). Вторая генерация биотита представлена мелкими (до 0,1 мм) чешуйками бурого цвета и распространена в кремнисто-карбонатно-силикатном прослое, где совместно с амфиболом (грюнеритом) определяет немато-лепидобластовую структуру, ориентированную под углом к полосчатости породы. Содержание K_2O составляет 8,14–8,81 мас.%, TiO_2 – 1,18–1,75 мас.% (табл. 2), железистость составляет 0,74–0,79 (рис. 6а).

Карбонаты

В слабодеформированных и будинированных образцах гранат-биотитовых сланцев карбонатный материал представлен сидеритом (рис. 6б), который образует удлинённые зёрна размером около 0,1–0,2 мм, вытянутые согласно сланцеватости породы. Зёрна сидерита содержат 5,01–6,42 мас.% марганца (табл. 3), железистость минерала составляет 0,91–0,95.

В образце Г-420-313 присутствует два карбоната – сидерит и анкерит (рис. 6б). Сидерит повсеместно распространён в породе в виде слабоудлинённых округлых зёрен размером до 0,1 мм и их скоплений. Анкерит встречается в виде редких мелких (до 0,1 мм) зёрен вблизи магнетита и сидерита. Концентрация марганца в сидерите изменяется от 4,65 до 8,65 мас.%, в анкерите – от 5,67 до 6,35 мас.%. Железистость варьируется от 0,91 до 0,94 в сидерите, в анкерите составляет 0,84–0,85.

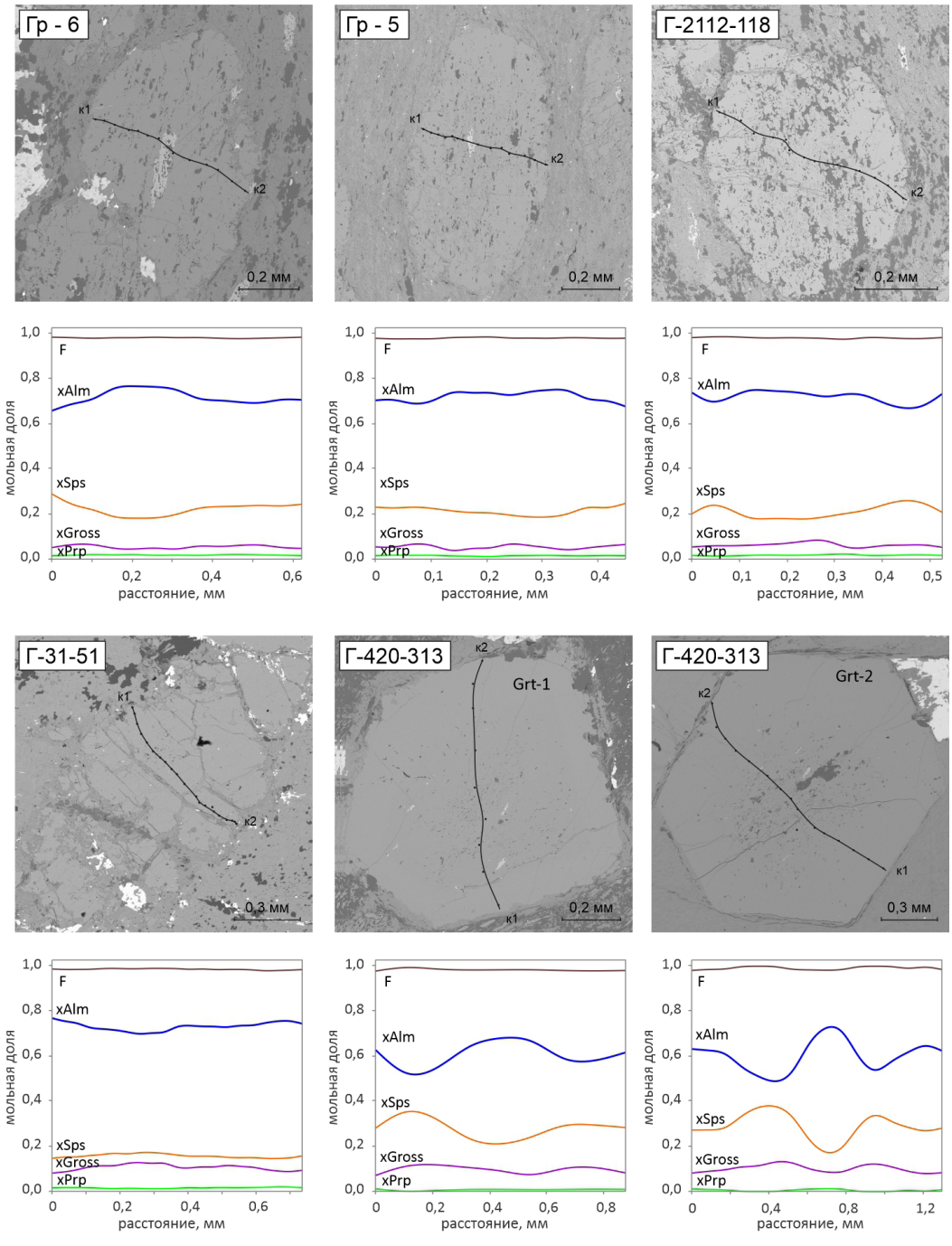


Рис. 5. BSE-изображения и концентрационные профили зёрен граната из гранат-биотитовых сланцев Горевского месторождения. к1 и к2 – края зёрен граната (Grt) (табл. 1). F = Fe/(Fe+Mg), xAlm = Fe/(Fe+Mg+Mn+Ca), xSps = Mn/(Fe+Mg+Mn+Ca), xPrp = Mg/(Fe+Mg+Mn+Ca), xGross = Ca/(Fe+Mg+Mn+Ca).

Хлорит

Хлорит в гранат-биотитовых сланцах представлен зеленоватыми чешуйками неправильной формы размером до 0,4 мм, которые встречаются совместно с биотитом, или в виде мелких чешуек размером до 0,1 мм, слагающих кайму вокруг зёрен граната, залечивающих трещины в зёрнах граната и выполняющих трещины в деформированных образцах. По составу хлориты содержат вариации SiO_2 от 22,25 до 25,76 мас.% и являются железистыми (F = 0,87–0,89 и 0,79–0,80 в образцах Г-31-51 и Г-420-313, соответственно), что соответствует ряду шамазит-тюрингит. В хлоритах из трещин и кайм граната отмечаются пониженные значения Al (IV) (табл. 4).

Амфибол и стильпномелан

Амфибол и стильпномелан встречаются в образце Г-420-313. Амфибол образует в кремнисто-карбонатно-силикатном прослое мелкие пластинки размером около 0,1 мм, ориентированные под углом к полосчатости, и выполняет трещины в породе в виде тонких, резко удлинённых зёрен, длина которых не превышает 0,2 мм. По составу амфибол отвечает грюнериту (табл. 5). Стильпномелан присутствует в виде тонких и длинных пластинок (почти игольчатых) буровато-зеленоватого цвета и их срастаний, которые приурочены к трещинам. Состав стильпномелана представлен в табл. 5.

Образец	Гр-6			Гр-5			Г-2112-118			Г-31-51			Г-420-313					
Анализ	Grt			Grt			Grt			Grt			Grt-1			Grt-2		
	к1	ц	к2	к1	ц	к2	к1	ц	к2	к1	ц	к2	к1	ц	к2	к1	ц	к2
SiO_2	35,86	36,14	36,10	36,07	35,73	36,03	35,97	36,16	35,75	35,80	36,14	36,20	36,76	36,22	35,41	36,78	36,18	35,78
Al_2O_3	20,23	20,40	20,06	20,47	19,91	19,97	19,91	20,18	19,93	20,08	20,47	20,31	20,39	20,16	19,29	19,95	20,53	19,42
FeO	30,20	34,21	31,89	31,78	33,02	30,96	33,67	32,96	33,34	34,33	31,10	33,96	29,78	31,28	27,25	29,73	33,47	28,92
MnO	12,11	7,59	10,26	9,77	8,20	10,48	8,43	7,38	8,64	6,06	7,25	6,58	12,28	8,79	12,45	11,85	6,98	11,89
MgO	0,25	0,28	0,27	0,33	0,35	0,32	0,33	0,36	0,33	0,30	0,25	0,35	0,35	0,28	0,30	0,30	0,33	0,22
CaO	1,56	1,59	1,44	1,78	2,39	2,13	1,69	2,67	1,65	2,61	4,27	3,05	2,53	3,29	3,75	2,82	2,92	2,82
Сумма	100,2	100,2	100,0	100,2	99,6	99,9	100,0	99,7	99,6	99,2	99,5	100,4	102,1	100,0	98,4	101,4	100,4	99,1
Формульные единицы, рассчитанные на 12O																		
Si	2,95	2,97	2,98	2,96	2,95	2,97	2,97	2,98	2,96	2,97	2,97	2,96	2,96	2,97	2,95	2,98	2,96	2,97
Al	1,96	1,98	1,95	1,98	1,93	1,94	1,93	1,96	1,94	1,96	1,98	1,96	1,94	1,95	1,90	1,91	1,98	1,90
Fe^{3+}	0,14	0,08	0,10	0,10	0,14	0,12	0,13	0,09	0,14	0,11	0,08	0,13	0,14	0,11	0,20	0,13	0,11	0,15
Fe^{2+}	1,94	2,27	2,10	2,09	2,14	2,01	2,19	2,18	2,17	2,27	2,06	2,19	1,86	2,04	1,70	1,89	2,18	1,86
Mn	0,84	0,53	0,72	0,68	0,57	0,73	0,59	0,51	0,61	0,43	0,50	0,46	0,84	0,61	0,88	0,81	0,48	0,84
Mg	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03
Ca	0,14	0,14	0,13	0,16	0,21	0,19	0,15	0,24	0,15	0,23	0,38	0,27	0,22	0,29	0,34	0,25	0,26	0,25
F	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99
xAlm	0,67	0,77	0,71	0,71	0,73	0,69	0,75	0,74	0,74	0,77	0,70	0,75	0,65	0,70	0,60	0,65	0,75	0,64
xSps	0,27	0,17	0,23	0,22	0,18	0,24	0,19	0,17	0,20	0,14	0,17	0,15	0,27	0,20	0,28	0,26	0,16	0,27
xPrp	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
xGross	0,04	0,05	0,04	0,05	0,07	0,06	0,05	0,08	0,05	0,08	0,12	0,09	0,07	0,09	0,11	0,08	0,08	0,08

Табл. 1. Химический состав граната из гранат-биотитовых сланцев Горевского месторождения. FeO – общее железо, F = Fe/(Fe+Mg) (здесь и далее). Grt – гранат, ц – центр зёрен, к1 и к2 – края зёрен. xAlm = Fe/(Fe+Mg+Mn+Ca), xSps = Mn/(Fe+Mg+Mn+Ca), xPrp = Mg/(Fe+Mg+Mn+Ca), xGross = Ca/(Fe+Mg+Mn+Ca).

Образец	Гр-6			Гр-5			Г-2112-118			Г-31-51			Г-420-313		
Анализ	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-1	Bt-2	Bt-3
SiO_2	33,01	34,21	33,44	32,48	32,99	33,55	32,58	34,04	32,71	33,18	32,33	33,05	33,97	33,55	33,99
TiO_2	1,42	1,73	1,45	1,53	1,53	1,50	1,22	1,33	1,47	1,60	1,33	1,40	1,55	1,27	1,27
Al_2O_3	17,91	19,48	18,65	17,31	16,44	16,02	16,95	17,93	17,40	17,52	18,06	17,48	14,96	14,02	15,27
FeO	29,94	28,39	29,76	32,25	31,96	32,25	31,74	31,82	31,65	31,26	30,86	31,38	30,57	32,66	32,23
MnO	0,25	0,00	0,22	0,25	0,31	0,34	0,31	0,00	0,00	0,21	0,22	0,00	0,00	0,34	0,00
MgO	2,80	3,22	3,15	4,03	4,23	4,56	3,13	3,37	3,20	2,70	2,47	2,59	5,14	5,11	4,86
K_2O	8,72	9,06	9,14	8,01	8,20	8,18	8,75	8,79	8,42	8,77	8,63	8,55	8,81	8,42	8,38
BaO	—	—	—	0,00	0,49	0,67	—	—	—	1,24	1,50	1,52	—	—	—
Сумма	94,05	96,09	95,81	95,86	96,15	97,07	94,68	97,28	94,85	96,48	95,40	95,97	95,00	95,36	96
Формульные единицы, рассчитанные на 11O															
Si	2,69	2,69	2,67	2,62	2,67	2,69	2,67	2,69	2,67	2,68	2,65	2,69	2,76	2,75	2,74
Al(IV)	1,31	1,31	1,33	1,38	1,33	1,31	1,33	1,31	1,33	1,32	1,35	1,31	1,24	1,25	1,26
Al(VI)	0,42	0,50	0,43	0,27	0,23	0,20	0,31	0,37	0,34	0,35	0,39	0,36	0,19	0,10	0,19
Ti	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,10	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	2,04	1,87	1,99	2,19	2,15	2,14	2,18	2,11	2,16	2,07	2,06	2,09	2,07	2,24	2,17
Mn	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
Mg	0,34	0,38	0,38	0,49	0,51	0,54	0,38	0,40	0,39	0,33	0,30	0,31	0,62	0,62	0,58
K	0,91	0,91	0,93	0,83	0,85	0,84	0,92	0,89	0,88	0,90	0,90	0,89	0,91	0,88	0,86
Ba	—	—	—	0,00	0,02	0,02	—	—	—	0,04	0,05	0,05	—	—	—
F	0,86	0,83	0,84	0,82	0,81	0,80	0,85	0,84	0,85	0,87	0,88	0,87	0,77	0,78	0,79
Температура кристаллизации биотита															
H05 (°C)	507	549	508	525	526	519	464	480	516	536	490	503	533	479	474

Табл. 2. Химический состав биотита из гранат-биотитовых сланцев Горевского месторождения. Bt – биотит. H05 - оценки температуры, рассчитанные по (Henry et al., 2005).

Образец	Гр-6	Гр-5			Г-2112-118			Г-31-51			Г-420-313							
Анализ	Sid-1	Sid-1	Sid-2	Sid-3	Sid-1	Sid-2	Sid-3	Sid-1	Sid-2	Sid-3	Sid-1	Sid-2	Sid-3	Sid-5	Sid-6	Ank-1	Ank-2	Ank-3
SiO_2	0,36	0,21	0,45	0,6	0,56	0,3	0,41	0,47	—	—	—	0,24	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	—	—	—	0,25	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	49,36	49,2	49,85	47,83	48,73	49,79	48,93	49,53	50,37	50,75	47,87	48,82	51,38	46,17	47,54	22,18	22,28	22,1
MnO	5,53	5,62	4,58	6,42	5,42	5,31	5,37	5,89	5,54	5,32	6,08	5,47	4,82	8,64	7,97	5,67	5,85	6,04
MgO	3,53	4,11	4,46	4,13	4,38	3,78	4	3,42	3,48	3,38	4,93	4,99	3,57	4,23	4,31	4,18	3,93	3,91
CaO	1,18	1,13	0,84	0,99	1,34	0,46	1,08	1,01	1,13	0,97	1,08	0,62	0,8	0,98	0,81	25,98	27,52	26,85
Сумма	59,96	60,27	60,18	60,22	60,66	59,64	59,79	60,32	60,52	60,42	59,96	60,14	60,57	60,02	60,63	58,01	59,58	58,91
Формульные единицы, рассчитанные на 1О																		
Si	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	—	—	—	0,00	—	—	—	—	—	—
Al	—	—	—	0,01	0,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	0,77	0,77	0,77	0,74	0,74	0,79	0,77	0,77	0,79	0,80	0,75	0,76	0,81	0,72	0,74	0,32	0,32	0,32
Mn	0,09	0,09	0,07	0,10	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,10	0,09	0,08	0,14	0,13	0,08	0,08	0,09
Mg	0,10	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,11	0,10	0,10	0,09	0,14	0,14	0,10	0,12	0,12	0,11	0,10	0,10
Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,48	0,50	0,49
F	0,93	0,92	0,92	0,92	0,92	0,93	0,92	0,94	0,94	0,94	0,91	0,91	0,94	0,92	0,92	0,84	0,85	0,85
#Fe	0,83	0,82	0,83	0,81	0,81	0,84	0,82	0,83	0,83	0,84	0,80	0,82	0,85	0,77	0,78	0,38	0,37	0,38
#Mn	0,09	0,09	0,08	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,09	0,09	0,10	0,09	0,08	0,14	0,13	0,10	0,10	0,10
#Mg	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,08	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
#Ca	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,45	0,46	0,46

Табл. 3. Химический состав карбонатов из гранат-биотитовых сланцев Горевского месторождения. Sid – сидерит, Ank – анкерит. #Fe = FeO/(FeO+MgO+MnO+CaO), #Mn = MnO/(FeO+MgO+MnO+CaO), #Mg = MgO/(FeO+MgO+MnO+CaO), #Ca = CaO/(FeO+MgO+MnO+CaO).

Образец	Г-31-51									Г-420-313				
Анализ	Chl-1	Chl-2	Chl-3	Chl-4	Chl-5	Chl-6	Chl-7*	Chl-8*	Chl-9*	Chl-1	Chl-2	Chl-3*	Chl-4*	Chl-5*
SiO_2	22,57	22,25	22,40	22,72	22,98	22,40	23,77	24,00	23,40	22,76	23,08	24,67	23,94	24,24
Al_2O_3	20,61	20,88	21,18	20,09	19,86	19,69	20,31	20,65	18,99	19,37	18,54	17,84	18,31	18,59
FeO	42,18	42,07	41,98	42,69	43,25	42,39	42,38	42,29	43,01	42,13	39,97	40,42	39,91	39,84
MnO	0,39	0,41	0,37	0,46	0,40	0,56	0,41	0,49	0,65	0,43	0,34	0,48	0,39	0,25
MgO	3,50	3,23	3,07	3,28	3,13	3,03	3,45	3,32	3,15	3,90	5,51	5,90	5,51	5,59
K2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,58	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12
Сумма	89,25	88,84	89,00	89,24	89,62	88,07	90,32	91,33	89,20	88,59	87,44	89,31	88,06	88,63
Формульные единицы, рассчитанные на 14O														
Si	2,57	2,55	2,56	2,60	2,62	2,60	2,68	2,67	2,69	2,62	2,66	2,78	2,74	2,75
Al(IV)	1,43	1,45	1,44	1,40	1,38	1,40	1,32	1,33	1,31	1,38	1,34	1,22	1,26	1,25
Al(VI)	1,34	1,37	1,42	1,31	1,30	1,30	1,38	1,38	1,26	1,24	1,17	1,15	1,21	1,23
Fe^{3+}	0,08	0,08	0,01	0,09	0,08	0,10	0,00	0,03	0,05	0,14	0,17	0,07	0,06	0,03
Fe^{2+}	3,94	3,96	4,00	4,00	4,05	4,02	4,00	3,91	4,09	3,91	3,68	3,74	3,76	3,75
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05	0,06	0,04	0,03	0,05	0,04	0,02
Mg	0,60	0,55	0,52	0,56	0,53	0,52	0,58	0,55	0,54	0,67	0,95	0,99	0,94	0,95
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
R^{2+}	4,57	4,55	4,56	4,60	4,62	4,60	4,618	4,508	4,690	4,616	4,657	4,781	4,74	4,71
F	0,87	0,88	0,88	0,88	0,89	0,89	0,87	0,88	0,88	0,86	0,80	0,79	0,80	0,80
Температура кристаллизации хлорита														
ME (°C)	397	404	400	389	381	388	363	366	360	384	370	330	344	341
KM (°C)	385	390	388	380	375	380	362	365	361	375	362	335	345	342
J (°C)	414	421	417	406	398	405	379	383	377	400	385	345	359	355

Табл. 4. Химический состав хлоритов из вмещающих пород Горевского месторождения. Chl – хлорит, Chl* – хлорит в трещинах или кайме граната. Оценки температуры получены по McDowell and Elders, 1980 (ME), Kranidiotis and MacLean, 1987 (KM), Jowett, 1991 (J).

Образец	Г-420-313									
Анализ	Gru-1	Gru-2	Gru-3	Gru-4	Gru-5	Gru-6	Gru-7	Stp-1	Stp-2	Stp-3
SiO_2	49,91	50,74	50,17	51,38	51,11	49,78	50,1	45,09	51,56	46,01
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	0,45	0,45	0,52
Al_2O_3	0,40	0,42	0,26	0,25	0,00	0,36	0,28	6,78	5,54	6,07
FeO	40,67	40,55	40,02	39,05	39,39	40,29	40,14	35,31	32,18	34,25
MnO	1,71	1,54	1,58	1,58	1,68	1,43	1,46	0,67	0,48	0,35
MgO	5,29	5,05	5,95	5,57	5,9	5,64	5,39	2,77	2,16	2,80
CaO	0,15	0,14	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	—
K_2O	—	—	—	—	—	—	—	2,31	1,42	1,73
Сумма	98,12	98,44	98,12	97,83	98,08	97,5	97,37	93,38	93,79	91,73
Формульные единицы, рассчитанные на 23O для грюнерита, на 22O для стильпномелана										
Si	7,97	8,04	7,98	8,12	8,09	7,98	8,03	7,16	7,82	7,35
Ti	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,05	0,06
Al	0,07	0,08	0,05	0,05	0,00	0,07	0,05	1,27	0,99	1,14
Fe	5,43	5,37	5,32	5,16	5,21	5,40	5,38	4,69	4,08	4,57
Mn	0,23	0,21	0,21	0,21	0,23	0,19	0,20	0,09	0,06	0,05
Mg	1,26	1,19	1,41	1,31	1,39	1,35	1,29	0,66	0,49	0,67
Ca	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	—
K	—	—	—	—	—	—	—	0,47	0,27	0,35
F	0,81	0,82	0,79	0,80	0,79	0,80	0,81	0,88	0,89	0,87

Табл. 5. Химический состав амфибола и стильпномелана из вмещающих пород Горевского месторождения. Gru – грюнерит, Stp – стильпномелан.

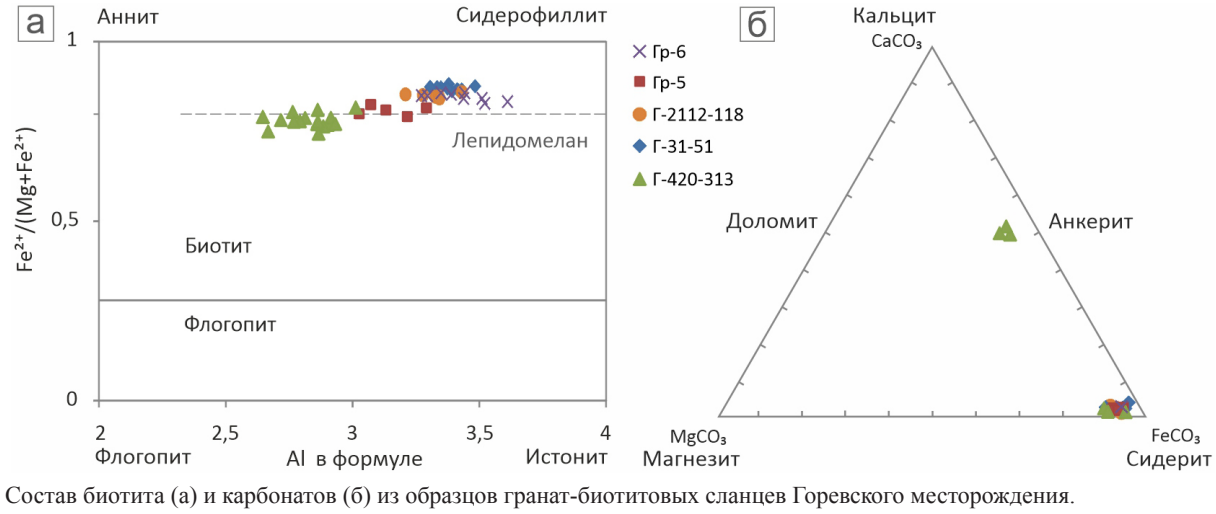


Рис. 6. Состав биотита (а) и карбонатов (б) из образцов гранат-биотитовых сланцев Горевского месторождения.

Оценка температуры метаморфизма

Гранат-биотитовый и биотитовый геотермометры

В зёрнах граната и биотита из слабодеформированных и будинированных образцов не проявлены признаки замещения и/или растворения минералов. Допуская равновесие исходных фаз, для оценки температуры метаморфизма с использованием гранат-биотитового геотермометра (Holdaway, 2000) и геотермометра, основанного на содержании титана в биотите (Henry et al., 2005), применялись составы краевых частей зёрен граната (табл. 1) и составы биотита из матрикса породы (табл. 2). В качестве оценки давления при расчёте температуры с помощью гранат-биотитового геотермометра были использованы данные, полученные в работе (Ковалёв и др., 2023) по газово-жидким включениям. Согласно этой работе, давления составляют около 3–4 кбар (4,5–2,7 кбар). Также температуры рассчитаны при давлении 5, 6 и 7 кбар, исходя из предположения, что условия метаморфизма могут соответствовать по геотермическому градиенту региональному метаморфизму углеродистых толщ Енисейского кряжа.

Полученные оценки температур по гранат-биотитовому геотермометру в среднем составляют 450–505 °C при давлении 3–4 кбар или 460–515 °C при 6–7 кбар (табл. 6). По геотермометру (Henry et al., 2005) оценки температур составляют 515 ±50 °C для всех образцов (табл. 2, рис. 7а).

Давление (кбар)	Образец			
	Гр-6	Гр-5	Г-2112-118	Г-31-51
3	492	450	499	502
4	495	453	502	505
5	497	456	505	508
6	500	459	508	511
7	502	462	511	514

Табл. 6. Температура метаморфизма гранат-биотитовых сланцев Горевского месторождения. Температура посчитана с помощью гранат-биотитового геотермометра (Holdaway, 2000) и приведена в градусах цельсия (°C).

В образцах Г-31-51 и Г-420-313, в которых присутствует хлорит, замещающий пиковые минералы и выполняющий трещины в породе, оценки температур также были проведены с помощью хлоритовых геотермометров: (McDowell, Elders, 1980; Kranidiotis, MacLean, 1987; Jowett, 1991; Bourdelle et al., 2013). По трём эмпирическим геотермометрам, результаты которых приведены в табл. 4, температура образования хлорита в породе составляет 395–380 °C, а температура хлорита в секущих прожилках и в кайме граната чуть ниже – 365–345 °C. Полуэмпирических подход (Bourdelle et al., 2013) иллюстрирует, что для большинства хлоритов верхний температурный предел их кристаллизации превышает 350 °C (рис. 7б).

Углеродистый геотермометр

Кристаллическая структура углеродистого вещества (УВ) закономерно упорядочивается с ростом температуры и не меняется при ретроградных и наложенных (более низкотемпературных) условиях, о чём свидетельствуют систематические изменения рамановских спектров в зависимости от степени метаморфизма (Pasteris, Wopenka, 1991; Wopenka, Pasteris, 1993; Beyssac et al., 2002 и др.). На этом принципе для определения максимальных температур метаморфизма были предложены три геотермометра: (Beyssac et al., 2002; Rahl et al., 2005; Aoya et al., 2010).

Вмещающие породы Горевского месторождения в разной мере обогащены дисперсным углеродистым веществом. Углеродистый материал представлен чёрными, непрозрачными чешуйками неправильной формы, которые распространены в качестве включений в породообразующих минералах и по их границам (рис. 8). Размер чешуек варьируется от 2 до 10 мкм.

Анализировался углеродистый материал преимущественно в хлорит-серицитовых и гранат-биотитовых сланцах. Для анализа использовались чешуйки, находящиеся под поверхностью прозрачных и полупрозрачных минералов (кварца, реже карбоната или граната). Набор рамановского спектра УВ осуществлялся в диапазоне первого порядка от 1100 до 1800 см$^{-1}$. Минимальное количество анализов для каждого образца составило 31.

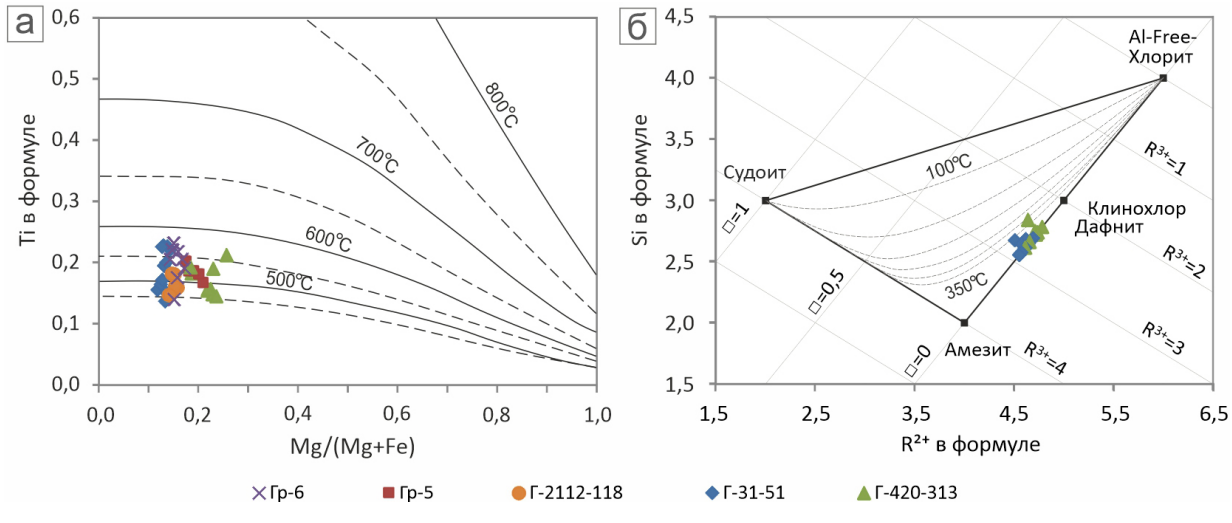


Рис. 7. Температура кристаллизации биотита по (Henry et al., 2005) (а) и хлорита по (Bourdelle et al., 2013) (диаграмма R^{2+}–Si по (Wiewiora, Weiss, 1990)) (б) для вмещающих пород Горевского месторождения.

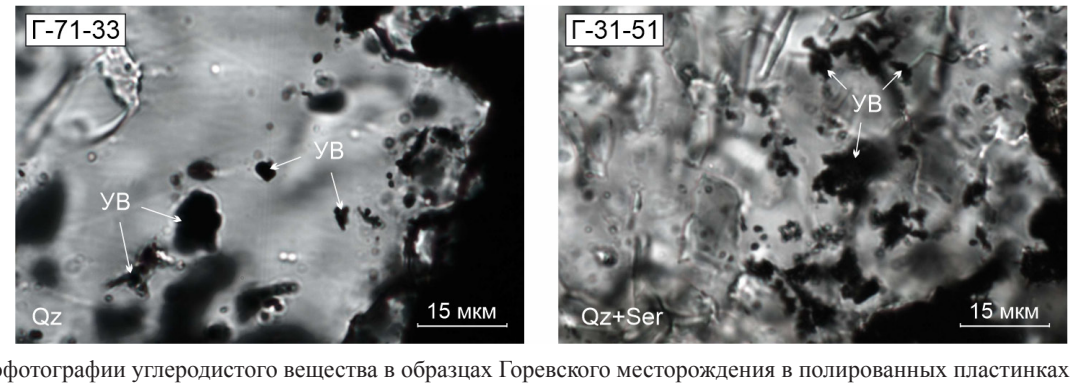


Рис. 8. Микрофотографии углеродистого вещества в образцах Горевского месторождения в полированных пластинках (толщина пластинок 0,2 мм). УВ – углеродистое вещество, Qz – кварц, Ser – серицит.

Все полученные спектры УВ включают три пика (D1, G, D2) (рис. 9). В исследуемых образцах основной пик G является наиболее интенсивной (высокой) составляющей представленных спектров и располагается около 1576 см$^{-1}$. D1-пик – средний по интенсивности пик, который локализуется около 1347 см$^{-1}$. D2-пик представляет собой плечеобразное дополнение G-пика с центром около 1615 см$^{-1}$. Рассчитанные в компьютерной программе Fityk (версия 1.3.1) параметры пиков приведены в табл. 7, отношения степени порядка УВ (отношения R1 и R2) и температуры образования УВ – в табл. 8.

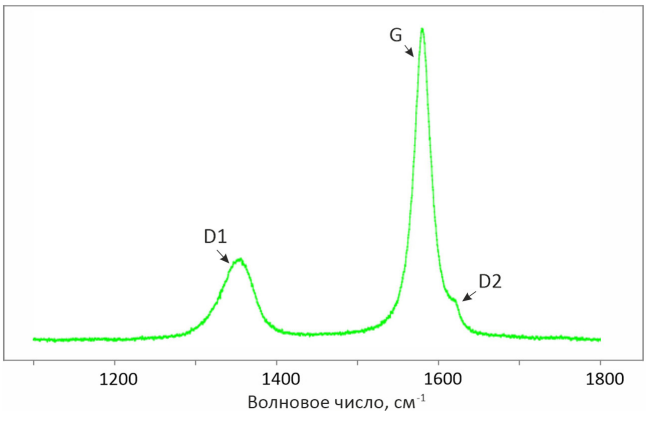


Рис. 9. Характерный рамановский спектр углеродистого вещества пород Горевского месторождения, состоящий из трёх пиков D1, G и D2.

Для всех образцов оценки температуры, полученные при анализе углеродистого вещества, дают близкие средние значения геотермометров (рис. 10). Полученные по двум калибровочным уравнениям (Beyssac et al., 2002; Rahl et al., 2005) средние значения температуры составляют 515 ±50 °C. По уравнению (Aoya et al., 2010), откалиброванному для регионально метаморфических пород, средние значения температуры определены немного выше – 531 ±50 °C.

Обсуждение результатов

Изученные образцы пород Горевского месторождения, в частности, гранат-биотитовые сланцы, обладают минеральной ассоциацией и структурно-текстурными особенностями, характерными для метаморфических пород.

В образцах в различной степени проявлены деформации первично-слоистых пород. В менее деформированных образцах отсутствуют явные признаки растворения или замещения породообразующих минералов, в то время как в катаклазированном образце Г-420-313 наблюдаются признаки регрессивных или наложенных преобразований,

Образец	n	D1-пик				G-пик				D2-пик			
		Позиция (см$^{-1}$)		FWHM		Позиция (см$^{-1}$)		FWHM		Позиция (см$^{-1}$)		FWHM	
		m	б	m	б	m	б	m	б	m	б	m	б
Г-71-33	59	1347,2	2,9	47,0	10,4	1576,2	3,1	27,3	8,0	1612,7	6,7	20,0	9,9
Г-31-51	31	1348,8	1,4	45,7	9,4	1577,1	1,4	23,5	1,7	1615,5	1,6	16,8	3,0
Г-428-112	44	1347,9	1,7	41,6	9,3	1576,9	1,7	23,3	2,2	1616,1	2,3	15,6	2,8
Г-420-313	59	1347,6	2,6	43,0	9,2	1575,9	3,3	24,7	3,0	1614,7	4,0	13,8	3,0
Гр-5	31	1345,9	1,6	40,7	8,3	1575,2	1,5	23,6	1,6	1614,1	1,8	14,3	2,4

Табл. 7. FWHM и позиция пиков рамановских спектров углеродистого вещества вмещающих пород Горевского месторождения. n – количество анализов, m – среднее значение, б – стандартное отклонение (здесь и далее). Позиция – положение центра пика, FWHM – полная ширина в половине максимума пика.

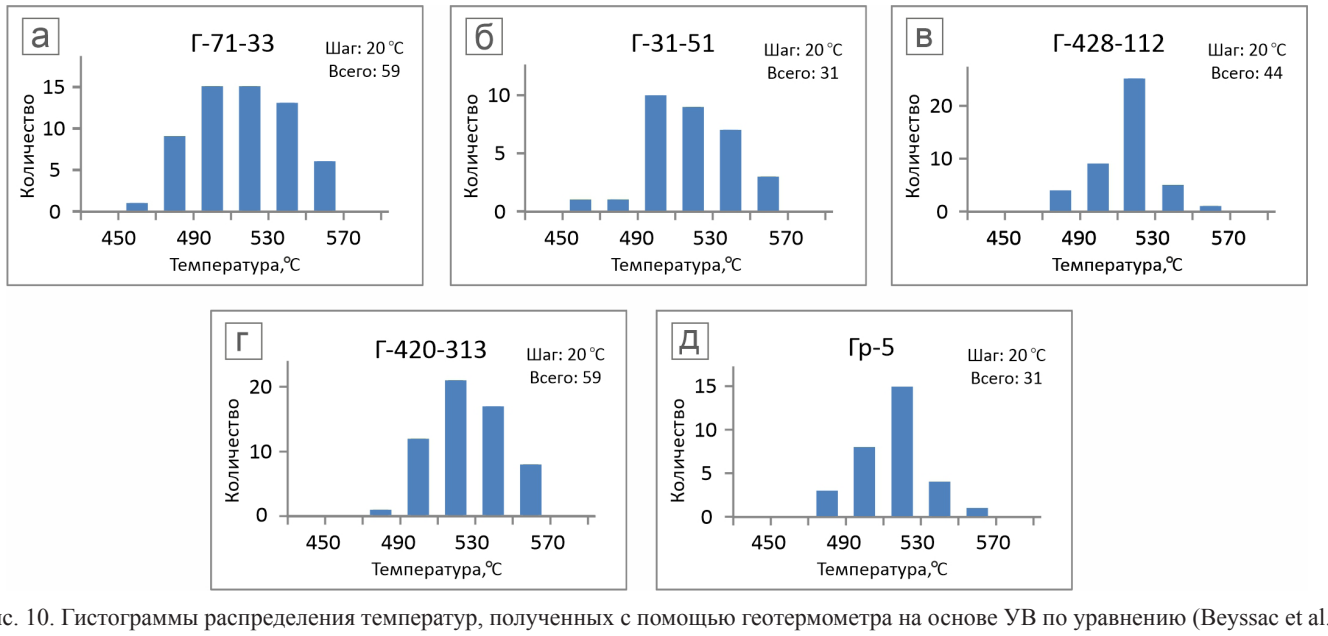


Рис. 10. Гистограммы распределения температур, полученных с помощью геотермометра на основе УВ по уравнению (Beyssac et al., 2002). Шаг – величина кармана, всего – количество анализов в образце.

Образец	n	R1		R2		Температура (°C)					
						Beyssac et al., 2002		Rahl et al., 2005		Aoya et al., 2010	
		m	б	m	б	m	б	m	б	m	б
Г-71-33	59	0,27	0,07	0,28	0,06	516	24,5	517	44,8	527	27,7
Г-31-51	31	0,21	0,05	0,27	0,05	520	20,8	512	38,5	533	23,7
Г-428-112	44	0,23	0,05	0,28	0,03	516	15,3	508	24,0	528	17,4
Г-420-313	59	0,21	0,05	0,25	0,04	528	20,0	529	35,1	541	22,9
Гр-5	31	0,26	0,05	0,29	0,04	514	16,6	509	26,5	525	18,8

Табл. 8. Параметры R1, R2 и температура преобразования углеродистого вещества вмещающих пород Горевского месторождения. R1 = $[D1/G]_{высота}$, R2 = $[D1/(D1+G+D2)]_{площадь}$.

приуроченных к трещинам и прожилкам: хлоритизация биотита и граната, укрупнение (перекристаллизация) карбоната и появление стильпномелана. Помимо этого в данном образце отмечается наличие ильменита только в центральной части зёрен граната, в отличие от слабодеформированных образцов, в которых ильменит присутствует как в гранате, так и в матриксе сланца; в матриксе образца Г-430-313 развит магнетит и пирротин.

Гранат характеризуется преимущественно альмандиновым составом. В центральной части зёрен или по всему зерну граната фиксируется зональность, которая определяется увеличением спессартина и уменьшением альмандина от центра к периферии зёрен. Такая зональность, вероятно, обусловлена растворением Mn-содержащей фазы во время прогрессивного метаморфизма.

На основании этих наблюдений можно предположить, что породы Горевского месторождения претерпели региональный метаморфизм и локально подверглись регрессивным или наложенным преобразованиям.

Оценки температуры метаморфизма, полученные посредством традиционных геотермометров, показывают, что метаморфизм гранат-биотитовых сланцев происходил при температурах 490–515 °C. Занижение результатов температур в образце Гр-5, вероятно, обусловлено изменением биотита (K_2O не больше 8,2 мас.%). Схожие температуры получены при использовании геотермометра, основанного на содержании титана в биотите, и по рамановских спектрам углеродистого вещества (Beyssac et al., 2002; Rahl et al., 2005) – 513 ±50 °C и 515 ±50 °C соответственно. При использовании калибровочного уравнения (Aoya et al., 2010) температуры получаются стабильно выше на 10–20 °C.

В катаклазированном образце Г-420-313 максимальные температуры метаморфизма, оцененные по рамановским спектрам углеродистого вещества, составляют около 530 ±50 °C по данным, рассчитанным с помощью геотермометров (Beyssac et al., 2002; Rahl et al., 2005). Подобное измерение находится в пределах погрешности, но может быть связано с влиянием деформаций или фрикционного нагрева (Kuo et al., 2018).

Все использованные хлоритовые геотермометры откалиброваны для значений не выше 400 °C. Полученные значения для хлорита из матрикса пород лежат близко к этому значению, в интервале 380–400 °C (табл. 4), и могут интерпретироваться только как нижний температурный предел их образования. Более низкие температуры в интервале 365–345 °C получены для хлорита в кварцевых прожилках и хлорита, замещающего гранат. Эти значения могут рассматриваться как температуры более поздних наложенных преобразований. В работе (Ковалев и др., 2023) приводятся данные изучения флюидных включений, отвечающих стадии пострудного окварцевания пород. Состав газовых флюидных включений фиксирует два импульса гидротермальной активности. Флюиды одного из импульсов характеризуются параметрами типичных метаморфических флюидов – повышенной температурой 380–300 °C, высоким давлением (4,2–2,7 кбар) и $CO_2 – N_2$ – составом высокоплотной газовой фазы. Флюиды другого импульса характеризуются гораздо меньшим давлением (0,59–0,036 кбар), относительно низкой температурой 280–145 °C. Таким образом, температуры, полученные по хлориту, соответствуют раннему импульсу гидротермальной активности.

В изученных породах не установлено минеральных ассоциаций, необходимых для оценок давления метаморфизма. Имеющиеся оценки значений 3–4 кбар (Кузнецов и др., 1991) даны как нижний предел по давлению эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Данные (Ковалев и др., 2023) по пострудным гидротермальным процессам указывают на давления не выше 4,2 кбар. Следовательно, можно рассматривать это значение как минимальную оценку давлений метаморфизма. Если рассматривать породы исходя из предположения о регионально метаморфическом образовании, условия метаморфизма могут соответствовать геотермическому градиенту регионального метаморфизма Енисейского кряжа (Likhanov et al., 2015, 2022) и достигать 5–6 кбар.

Заключение

Впервые для пород Горевского месторождения получены оценки температур метаморфизма на основе геотермометра по рамановским спектрам углеродистого вещества. Установленные значения температуры 515–530 (±50) °C близки температурам, полученным нами с использованием традиционных минеральных геотермометров 490–515 °C, а также данным по флюидным включениям в метаморфогенном кварце 500–550 °C (Кузнецов и др., 1991). Можно предположить, что этот температурный интервал отражает параметры пика метаморфизма. Структурные и минералогические характеристики пород позволяют предположить, что полученные температуры относятся к региональному метаморфизму вмещающих толщ.

Породы Горевского месторождения несут следы локальных наложенных преобразований, которые отражаются в хлоритизации биотита и граната, укрупнении (перекристаллизации) карбоната и появлении стильпномелана. Температура преобразований оценивается не ниже 365–345 °С. Эти значения близки к данным, полученным в работе (Ковалев и др., 2023) для стадии пострудного гидротермального окварцевания пород метаморфогенными флюидами (300–380 °С).

Финансирование/Благодарности

Авторы признательны К.Р. Ковалеву за предоставленные образцы.

Аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Полевые работы проведены в рамках госзадания ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8), минералогические исследования и оценка условий метаморфизма выполнены при поддержке проекта РНФ № 21-77-20018 («Метаморфические комплексы Енисейского кряжа: история геологического развития, природа протолитов, сырьевой потенциал»).

Литература

Бровков Г.Н., Охапкин Н.А., Мирошников А.Е., Шерман М.Л. (1976). Некоторые вопросы генезиса полиметаллических руд Енисейского кряжа. *Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа*. Красноярск: Труды КНИИГГиМС, 230, с. 99–116.

Бровков Г.Н., Мирошников А.Е., Охапкин Н.А. (1983). Генетические модели формаций полиметаллических месторождений Енисейского кряжа. *Генетические модели эндогенных рудных формаций*. Новосибирск: Наука, 2, с. 121–126.

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю, Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. (2016). Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных. *Геология и геофизика*, 57(1), с. 63–90. https://doi.org/10.15372/GiG20160104

Выдрин В.Н., Розникова А.П., Стеблева А.Т. (1964). Соотношение сфалерит-галенитовой минерализации и даек долеритов. *Доклады Академии наук СССР*, 159(6), с. 1309–1312.

Зуев В.К., Качевский Л.К., Качевская Г.И., Комаров В.В., Минаева О.А., Маркович Л.А., Шаталина Т.Н., Потапенко Л.Я. (2009). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-46 – Красноярск. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУГП «Красноярскгеолсъемка»), 500 с.

Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Лобанов К.В., Наумов Е.А., Боровиков А.А., Сухоруков В.П. (2023). Горевское полиметаллическое месторождение (Сибирь, Россия): минеральный состав руд и особенности рудоотложения. *Геология рудных месторождений*, 65(4), с. 302–336. https://doi.org/10.31857/S0016777023030024

Кузнецов В.В., Пономарев В.Г., Акимцев В.А., Бабкин Е.С., Конкин В.Д., Кузнецова Т.П., Сараев С.В. (1990). Горевское свинцово-цинковое месторождение. *Геология рудных месторождений*, 5, с. 3–18.

Кузнецов В.В., Конкин В.Д., Бабкин Е.А., Кузнецова Т.П., Кмитто И.А., Кмитто И.А. (1991). Геолого-генетическая модель цинково-свинцового месторождения Енисейского кряжа. *Генетические модели стратиформных месторождений свинца и цинка*. Новосибирск: Наука, с. 42–48.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2014). Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона. *Геотектоника*, 5, с. 32–53. https://doi.org/10.7868/S0016853X1405004X

Макаров И.В., Толстихина В.Н., Динер А.Э. (2014). Отчет по переоценке запасов Горевского месторождения в связи с пересмотром кондиций (отчет по состоянию запасов на 01.01.2014 г.). Красноярск, 235 с.

Охапкин Н.А., Бутан В.А. (1989). О магматизме Горевского месторождения Енисейского кряжа. *Доклады Академии наук СССР*, 307(4), с. 940–942.

Пономарев В.Г., Акимцев В.А., Сараев С.В., Доильницын Е.Ф. (1991). Изотопно-геохимические индикаторы стратиформного свинцово-цинкового оруденения Ангарского рудного района на Енисейском кряже. Изотопные исследования процессов рудообразования. Новосибирск: Наука, с. 56–83.

Просняков М.П., Володин Р.Н. (1962). Некоторые особенности геологического строения Горевского свинцово-цинкового месторождения. Москва: Труды ЦНИГРИ, 43, с.141–170.

Шерман М.Л. (1971). О парагенетической связи руд Горевского месторождения с комплексом малых интрузий основного состава и их возрасте. Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск: книжное издательство, с. 79–81.

Aoya M., Kouketsu Y., Endo S., Shimizu H., Mizukami T., Nakamura D., Wallis S. (2010). Extending the applicability of the Raman carbonaceous material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 28, pp. 895–914. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x

Belokonov G., Frenzel M., Priytkina N.S., Renno A.D., Makarov V., Gutzmer J. (2021). Geology and genesis of the giant Gorevskoe Pb–Zn–Ag deposit, Krasnoyarsk Territory, *Russia. Economic Geology*, 116(3), pp. 719–746. https://doi.org/10.5382/econgeo.4802

Beyssac O., Goffé B., Chopin C., Rouzaud J.N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, pp. 859–871. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x

Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O. (2013). A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, pp. 723–735. https://doi.org/10.1007/s00410-012-0832-7

Distanov E.G., Kovalev K.R., Gaskov I.V., Baulina M.V. (1999). The formation of Large Polymetallic Deposits of South Siberia According to Geodynamic Evolution of Paleoasian Ocean. *Journal of Geoscientific Research in Northeast Asia*, 2(2), pp. 154–159.

Henry D., Guidotti C., Thomson J. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapeliticbiotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanism. *American Mineralogist*, 90, pp. 316–328. https://doi.org/10.2138/am.2005.1498

Holdaway M.J. (2000). Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 85, pp. 881–892. https://doi.org/10.2138/am-2000-0701

Jowett, E.C. (1991). Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27–29, 1991), Program with Abstracts, 16, A62.

Kranidiotis, P., MacLean, W.H. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, pp. 1898–1911. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898

Kuo L.W., Huang J.R., Fang J.N., Si J., Li H., Song S.R. (2018). Carbonaceous materials in the fault zone of the Longmenshan Falt Belt: 1. Signatures within the deep Wenchuan earthquake fault zone and their implications. *Minerals*, 8, pp. 1–13. https://doi.org/10.3390/min8090385

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. (2015). P–T–t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: Implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113, pp. 391–410.

Likhanov I.I. (2022). Provenance, Age, and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisey Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence. *Geosciences*, 12, pp. 1–53. https://doi.org/10.3390/geosciences12110402

McDowell, S.D.; Elders, W.A. (1980). Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, pp. 293–310. https://doi.org/10.1007/BF00371699

Pasteris J.D., Wopenka B. (1991). Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. *Canadian Mineralogist*, 29, pp. 1–9.

Rahl J.M., Anderson K.M., Brandon M., Fassoulas C. (2005). Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 240, pp. 339–354. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.055

Sukhorukov V., Volkova V., Nevolko P., Kozlov P. (2021). Metamorphic conditions and Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry

of host schists of Olympiada and Eldorado gold deposits (Yenisey ridge, Russia). *Geosciences*, 11(11), pp. 1–20. https://doi.org/10.3390/geosciences11110452

Wiewiora, A., Weiss, Z. (1990). Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II The chlorite group. *Clay Minerals*, 25, pp. 83–92. https://doi.org/10.1180/claymin.1990.025.1.09

Wojdyr M. (2010). Fityk: A General-Purpose Peak Fitting Program. *Journal of Applied Crystallography*, 43, pp. 1126–1128. https://doi.org/10.1107/S0021889810030499

Wopenka B., Pasteris J.D. (1993). Structural characterization of kerogens to granulitefacies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist*, 78, pp. 533–577.

Сведения об авторах

Валерия Евгеньевна Волкова – инженер, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
Россия, 630128, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, д. 3
e-mail: volkovave@igm.nsc.ru

Василий Петрович Сухоруков – кандидат геол.-минерал. наук, зав. лабораторией, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
Россия, 630128, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, д. 3
e-mail: svp@igm.nsc.ru

Статья поступила в редакцию 05.07.2024;
Принята к публикации 27.09.2024; Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Mineral Composition and Metamorphic Conditions of the Host Rocks of the Gorevskoye Polymetallic Deposit (Yenisei Ridge, Krasnoyarsk Region, Russia)

V.E. Volkova, V.P. Sukhorukov*
V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation
**Corresponding author: Valeria E. Volkova, e-mail: volkovave@igm.nsc.ru*

Abstract. The Gorevskoye deposit (Yenisei Ridge) is one of the largest polymetallic deposits localized in metamorphic rocks. Despite the long history of study, there is still no consensus on its genesis. Considering the important role of metamorphic transformations in recrystallisation and formation of ore appearance, assessments of the metamorphic conditions that affected the host rocks are the basis for reconstructions of the deposit genesis. Previously, such estimates were made approximately using mineral paragenesis in the rocks. This paper presents the results of studying the temperature conditions of metamorphic transformations of the host rocks of the Gorevskoye deposit using a geothermometer based on Raman spectrometry data of carbonaceous material, as well as traditional methods of mineralogical thermometry. The data obtained allowed us to estimate the peak temperature values of regional metamorphism at 490-530 °C with good convergence of the results of different methods. It is also found that the rocks were transformed by hydrothermal processes at temperatures around 345-365 °C during the post-metamorphic stage.

Keywords: Gorevskoye deposit, Yenisei Ridge, metamorphism, carbonaceous material, Raman spectroscopy

Acknowledgements

The authors are grateful to K.R. Kovalev for providing samples.

Analytical work was done at the Analytical Center for Multi-elemental and Isotope Research of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (IGM SB RAS, Novosibirsk). The fieldwork was carried out according to the state assignment of IGM SB RAS (№ 122041400237-8). Mineralogical studies and assessment of metamorphism conditions were funded by the Russian Science Foundation (RNF) grant № 21-77-20018 («Metamorphic complexes of the Yenisey Ridge: geological evolution, sedimentary parent rocks, and resource potential»).

Recommended citation: Volkova V.E., Sukhorukov V.P. (2025). Mineral Composition and Metamorphic Conditions of the Host Rocks of the Gorevskoye Polymetallic Deposit (Yenisei Ridge, Krasnoyarsk Region, Russia). *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 144–161. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.5

References

Aoya M., Kouketsu Y., Endo S., Shimizu H., Mizukami T., Nakamura D., Wallis S. (2010). Extending the applicability of the Raman carbonaceous material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 28, pp. 895–914. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x

Belokonov G., Frenzel M., Priytkina N.S., Renno A.D., Makarov V., Gutzmer J. (2021). Geology and genesis of the giant Gorevskoe Pb–Zn–Ag deposit, Krasnoyarsk Territory, Russia. *Economic Geology*, 116 (3), pp. 719–746. https://doi.org/10.5382/econgeo.4802

Beyssac O., Goffé B., Chopin C., Rouzaud J.N. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, pp. 859–871. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x

Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O. (2013). A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165, pp. 723–735. https://doi.org/10.1007/s00410-012-0832-7

Brovkov G.N., Okhapkin N.A., Miroshnikov A.E., Sherman M.L. (1976). Some questions of the genesis of polymetallic ores of the Yenisei Ridge. Polymetallic mineralization of the Yenisei Ridge. Krasnoyarsk: *Trudy KNIIGGiMS*, 230, pp. 99–116. (In Russ.)

Brovkov G.N., Miroshnikov A.E., Okhapkin N.A. (1983). Genetic models of formations of polymetallic deposits of the Yenisei Ridge. Genetic models of endogenous ore formations. Novosibirsk: Nauka, 2, pp. 121–126. (In Russ.)

Distanov E.G., Kovalev K.R., Gaskov I.V., Baulina M.V. (1999). The formation of Large Polymetallic Deposits of South Siberia according to geodynamic evolution of Paleoasian ocean. *Journal of Geoscientific Research in Northeast Asia*, 2(2), pp. 154–159.

Henry D., Guidotti C., Thomson J. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapeliticbiotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanism. *American Mineralogist*, 90, pp. 316–328. https://doi.org/10.2138/am.2005.1498

Holdaway M.J. (2000). Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 85, pp. 881–892. https://doi.org/10.2138/am-2000-0701

Jowett, E.C. (1991). Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting* (Toronto, May 27–29, 1991), Program with Abstracts, 16, A62.

Kovalev K.R., Kalinin Yu.A., Lobanov K.V., Naumov E.A., Borovikov A.A., Sukhorukov V.P. (2023). The Gorevskoe Pb-Zn deposit (Siberia, Russia): mineral composition and features of ore mineralization. *Geology of ore deposits*, 65(4), pp. 302–336. (In Russ.). https://doi.org/10.1134/S1075701523030029

Kranidiotis, P., MacLean, W.H. (1987). Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, pp. 1898–1911. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898

Kuo L.W., Huang J.R., Fang J.N., Si J., Li H., Song S.R. (2018). Carbonaceous materials in the fault zone of the Longmenshan Falt Belt: 1. Signatures within the deep Wenchuan earthquake fault zone and their implications. *Minerals*, 8, pp. 1–13. https://doi.org/10.3390/min8090385

Kuznetsov V.V., Ponomarev V.G., Akimtsev V.A., Babkin E.S., Konkin V.D., Kuznetsova T.P., Saraev S.V. (1990). Gorevskoye lead-zinc deposit. *Geology of ore deposits*, 5, pp. 3–18. (In Russ.)

Kuznetsov V.V., Konkin V.D., Babkin E.A., Kuznetsova T.P., Kmitto I.A., Kmitto I.A. (1991). Geological-genetic model of the zinc-lead deposit of the Yenisei Ridge. *Genetic models of stratiform lead and zinc deposits*. Novosibirsk: Nauka, pp. 42–48. (In Russ.)

Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. (2014). Grenvillian tectonic events and evolution of the Yenisei Ridge at the western margin of the Siberian craton. *Geotektonics*, 48, pp. 371–389. (In Russ.) https://doi.org/10.1134/S0016852114050045

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. (2015). P–T–t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: Implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113, pp. 391–410.

Likhanov I.I. (2022). Provenance, Age, and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisey Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence. *Geosciences*, 12, pp. 1–53. https://doi.org/10.3390/geosciences12110402

Makarov I.V., Tolstikhina V.N., Diener A.E. (2014) Report on the reassessment of reserves of the Gorevskoye field in connection with the revision of conditions (report on the state of reserves as of 01.01.2014). Krasnoyarsk, 235 p. (In Russ.)

McDowell, S.D.; Elders, W.A. (1980). Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, pp. 293–310. https://doi.org/10.1007/BF00371699

Okhapkin N.A., Butan V.A. (1989). On the magmatism of the Gorevskoye deposit of the Yenisei Ridge. *Doklady USSR Academy of Sciences*, 307 (4), pp. 940–942. (In Russ.)

Pasteris J.D., Wopenka B. (1991). Raman spectra of graphite as indicators of degree of metamorphism. *Canadian Mineralogist*, 29, pp. 1–9.

Ponomarev V.G., Akimtsev V.A., Saraev S.V., Doilnitsyn E.F. (1991). Isotope-geochemical indicators of stratiform lead-zinc mineralization in the Angara ore district on the Yenisei Ridge. *Isotopic studies of ore formation processes*. Novosibirsk: Nauka, pp. 56–83. (In Russ.)

Prosnyakov M.P., Volodin R.N. (1962). Some features of the geological structure of the Gorevskoye lead-zinc deposit. Moscow: *Trudy TsNIGRI*, 43, pp. 141–170. (In Russ.)

Rahl J.M., Anderson K.M., Brandon M., Fassoulas C. (2005). Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 240, pp. 339–354. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.055

Sherman M.L. (1971). On the paragenetic connection of the ores of the Gorevskoye deposit with the complex of small intrusions of basic composition and their age. *Ore-bearing capacity and geology of Middle Siberia*. Krasnoyarsk: Book Publishing House, pp. 79–81. (In Russ.)

Sukhorukov V., Volkova V., Nevolko P., Kozlov P. (2021). Metamorphic conditions and Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of host schists of Olympiada and Eldorado gold deposits (Yenisey ridge, Russia). *Geosciences*, 11 (11), pp. 1–20. https://doi.org/10.3390/geosciences11110452

Vernikovsky V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kazansky A.Yu., Kadilnikov P.I., Romanova I.V., Wingate M.T.D., Larionov A.N., Rodionov N.V. (2016). Neoproterozoic tectonic structure of the Yenisei Ridge and the formation of the western margin of the Siberian craton based on new geological, paleomagnetic and geochronological data. *Geology and Geophysics*, 57 (1), pp. 63–90. (In Russ.) https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.004

Vydrin V.N., Roznikova A.P., Stebleva A.T. (1964). Relationship between sphalerite-galena mineralization and dolerite dikes. *Doklady USSR Academy of Sciences*, 159 (6), pp. 1309–1312. (In Russ.)

Wiewiora A., Weiss Z. (1990). Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II The chlorite group. *Clay Minerals*, 25, pp. 83–92. https://doi.org/10.1180/claymin.1990.025.1.09

Wojdyr M. (2010). Fityk: A General-Purpose Peak Fitting Program. *Journal of Applied Crystallography*, 43, pp. 1126–1128. https://doi.org/10.1107/S0021889810030499

Wopenka B., Pasteris J.D. (1993). Structural characterization of kerogens to granulitefacies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist*, 78, pp. 533–577.

Zuev V.K., Kachevsky L.K., Kachevskaya G.I., Komarov V.V., Minaeva O.A., Markovich L.A., Shatalina T.N., Potapenko L.A., Markovich L.A., Shatalina T.N., Potapenko L.Ya. (2009). State geologic map of the Russian Federation. Scale 1:1 000 000 (third generation). Angaro-Yenisei series. Sheet O-46 – Krasnoyarsk. Explanatory note. Saint-Petersburg: Cartographic Factory VSEGEI, (Ministry of Natural Resources of Russia, Rosnedra, FSUE "VSEGEI", FSUE "Krasnoyarskgeolsemka"), 500 p. (In Russ.)

About the Authors

Valeria E. Volkova – Engineer, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

3 Ak. Koptyug av., Novosibirsk, 630090, Russian Federation

e-mail: volkovave@igm.nsc.ru

Vasiliy P. Sukhorukov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of the Laboratory, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

3 Ak. Koptyug av., Novosibirsk, 630090, Russian Federation

e-mail: svp@igm.nsc.ru

Manuscript received 5 July 2024;
Accepted 27 September 2024; Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georesurs.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.9

УДК 553.411.071; 553.086; 553.2; 553.061.11

Нанозолото и пленочно-глобулярные наноструктуры в образцах самородного золота месторождения Пионер (Приамурье)

П.П. Сафронов[1], Н.В. Моисеенко[2], И.В. Кузнецова[2]*

[1]*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия*

[2]*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия*

Исследовано самородное золото из нескольких рудных зон месторождения Пионер (Приамурье). В образцах обнаружены: нанозолото различной морфологии, варьирующего размера и состава, а также сложные микро- и наноструктуры (пленочные, пленочные слоисто-ритмические, глобулярные, тонкодисперсные и пр.). В глинисто-слюдистых минеральных фазах, ассоциирующих с самородным золотом, установлено видимое под электронным микроскопом изометрическое и сфероидальное нанозолото с размерами частиц ~ 30–600 нм и составом как чисто золотым (проба 1000‰), так и с примесями серебра (проба ~ 980‰). В матрице этих же минеральных фаз выявлено невидимое ультратонкое нанозолото, которое регистрируется энергодисперсионным рентгеновским анализом (размер < 30–50 нм, его проба 1000‰). Генезис вышеуказанных типов нанозолота связывается, прежде всего, с несовершенствами (дефектами) кристаллической структуры минералов, из которых состоит ассоциирующая с золотом порода. Эти дефекты явились геохимическими барьерами, на которых отложилось тонкое и ультратонкое золото. На поверхности ряда золотин установлено также ксеноморфное нанозолото, среди частиц которого преобладают удлиненные формы. Размеры частиц этого золота варьируют в пределах от первых десятков нанометров до 600–700 нм, хотя встречаются частицы, в длину доходящие до 1000 нм, проба – 803‰. В ряде образцов самородного золота выявлены различные пленочные и глобулярные структуры, представленные слоисто-ритмическими нанообразованиями, состоящими из чередующихся пленок золота, плоскостными и искривленными пленками на поверхности золотин, а также шаровидными частицами (глобулами) золота. Толщина пленок в целом изменяется в диапазоне ~ от 50 до 450 нм, а размер глобул – от 250 до 670 нм, состав различный. Средняя проба пленок в золотине из рудной зоны Южной 871‰, в образцах из рудной зоны Промежуточной 880‰. Сложное строение золотин с присутствием различных микро- и наноструктур указывает на многоэтапность процессов формирования самородного золота в разных рудных зонах месторождения Пионер.

Ключевые слова: самородное золото, нанозолото, ультратонкое золото, пленки, глобулы, метасоматическая порода-матрица, геохимические барьеры

Для цитирования: Сафронов П.П., Моисеенко Н.В., Кузнецова И.В. (2025). Нанозолото и пленочно-глобулярные наноструктуры в образцах самородного золота месторождения Пионер (Приамурье). *Георесурсы,* 27(1), с. 162–177. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.9

Введение

Вопросам изучения тонкого золота, включая нанозолото, в различных золотоносных месторождениях посвящено немало работ, приведем лишь некоторые (Петровская, 1973; Моисеенко, 2008; Моисеенко, 2011; Моисеенко, Моисеенко, 2012; Школьник и др., 2012; Silyanov et al., 2021; Сазонов и др., 2019а; Сазонов и др., 2019б; Калинин и др., 2022). Интерес к этой проблеме обусловлен тем, что при добыче драгоценного металла в рудных и россыпных месторождениях извлекается не все золото, часть его тонкой фракции теряется, и процент этих потерь находится в достаточно широких пределах (Моисеенко и др., 2010; Радомский, Радомская, 2013; Загайнов, 2009; Наумов, Наумова, 2019; Прусс, 1987). В этой связи изучение такого золота, в частности наноразмерного золота, с целью выяснения его генезиса, морфологических, размерных и химических характеристик является актуальной задачей.

Нанозолото встречается во многих рудных минералах – пирите и арсенопирите (Викентьев, 2015; Волков и др., 2007; Сидорова и др., 2022; Fleet, Mumin, 1997), блеклых рудах (Моисеенко, Сафронов, 2013; Моисеенко,

* Ответственный автор: Петр Петрович Сафронов
e-mail: psafronov@mail.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Сафронов, 2016; Загайнов, 2009; Сафронов, Школьник, 2012), теллуридах (Моисеенко и др., 2014; Моисеенко и др., 2014), кварце, адуляре, сериците (Моисеенко и др., 2010; Моисеенко, 2011; Моисеенко, Моисеенко, 2012), и в некоторых др. минералах (Сазонов и др., 2008). В настоящей работе акцент делается на изучении нанозолота в глинисто-слюдистых и глинисто-гидрослюдистых минеральных фазах, ассоциирующих с самородным золотом, на исследовании нанозолота, отложившегося непосредственно на поверхности отдельных золотин, а также на рассмотрении различных пленочных и глобулярных наноструктур, существующих в самом золоте.

Вопросы, связанные с размерностью этого типа самородного золота, являются на данный момент наиболее дискуссионными. До недавнего времени в научной литературе утвердилось мнение, что к нанозолоту относятся частицы величиной от 1 до 100 нанометров (Осовецкий, 2013; Сергеев, 2003; Klabunde, 1994; и др.). Но со временем все больше исследователей стали подвергать сомнению предельные границы данного диапазона. Например, Р.И. Конеев (Конеев, 2006) так высказался на этот счет: «Можно сказать, что в настоящее время конкретная граница макроминерал, микроминерал или наноминерал четко не определена, и называемые цифры достаточно условны» (с. 92); по-видимому, будет логичнее процессы, происходящие в микро- и нанометровом диапазоне масштабов в искусственных, лабораторных или производственных условиях, рассматривать отдельно от естественных, природных процессов таких же масштабов, происходящих в геологических или техногенных системах в условиях Земной коры, на ее поверхности или в обстановке больших глубин» (с. 55–56). Следует добавить, что академик В.Г. Моисеенко, опираясь на свои многолетние исследования, обосновал для тонкодисперсной фракции природного золота более широкий наноразмерный диапазон, а именно 0.6–1 нм – 600 нм (Моисеенко, 2007). Мы в своих исследованиях в основном придерживаемся шкалы размерности принятой в этой работе. Хотя, учитывая все полученные нами результаты по изучению нанозолота, можно полагать, что данная шкала, вероятней всего, может быть расширена до 1000 нанометров.

Ранее в ходе предварительного изучения самородного золота в ряде рудных месторождений, корах выветривания и техногенных россыпях Приамурья было обнаружено нанозолото (Моисеенко, 2010; Моисеенко и др., 2010; Сафронов и др., 2011; Сафронов, Кузнецова, 2016; Кузнецова, Сафронов, 2021). Детальные исследования подобного золота на конкретном золоторудном месторождении Пионер (Приамурье) добавят информации не только о морфологии, размерности и химическом составе наночастиц благородного металла, но и позволят выявить разнообразные наноструктуры в самородном золоте.

Цель исследования. Получить новые данные о морфологии, размерах, химическом составе и, по возможности, происхождении нанозолота на золоторудном месторождении Пионер (Приамурье).

Объекты исследования. Самородное золото, часто представляющее собой тесные срастания благородного металла с глинисто-слюдистыми и глинисто-гидрослюдистыми минеральными фазами, содержащими наночастицы Au, а также зерна золота с наночастицами на его поверхности и со сложной микроструктурой.

Материал и методы исследования

Предварительно отбирались пробы рудных метасоматитов весом 10–50 кг из рудных тел месторождения Пионер. Пробы были издроблены в щадящем режиме до фракции (–1). В процессе обогащения фракции (–1) отделялись легкие минералы, а рудные концентраты обрабатывались в тяжелой жидкости для выделения зерен благородных металлов. В дальнейшем изучались зерна золота и сростки золота с минеральными агрегатами, содержащими наночастицы благородного металла.

Исследования микроморфологии и элементного состава нанозолота и минеральных фаз-матриц, содержащих такое золото, проводились с помощью метода аналитической растровой электронной микроскопии на электронных микроскопах «EVO 40XVP» и «EVO 50XVP» (фирмы «Carl Zeiss», Германия), оснащенных системами энергодисперсионного рентгеновского (EDX) анализа «INCA Energy» (фирмы «Oxford instruments», Великобритания). Поскольку образцы не шлифовались и не полировались, для изучения их состава применялась стандартная, как это принято при исследовании натуральных необработанных образцов с неидеальной поверхностью, методика EDX анализа с нормализацией полученных данных о концентрациях элементов (т.е. приведением сумм к 100%). При этом соотношения между химическими элементами, как правило, сохраняются, тем самым результаты отражают объективную картину химического состояния образцов. Наиболее детально изучались участки минеральных фаз, содержащие наночастицы самородного золота. Часть образцов напылялась углеродом, другие не напылялись, что позволило выявить в них присутствие углерода. Исследования проводились в основном в режимах упруго-рассеянных (обратно-рассеянных) электронов (BSE) и EDX микрозондирования при различных увеличениях и ускоряющем напряжении электронного пучка 20 кВ. Ряд образцов просматривался во вторичных электронах (SE).

Геологическая характеристика месторождения

Месторождение Пионер входит в состав Северо-Буреинской металлогенической зоны Приамурской золотоносной провинции (Степанов, 2000; Константинов, 2006; Моисеенко, Степанов, 2008). В геологическом плане месторождение располагается у северного окончания Мамынского террейна на границе восточного обрамления Гонжинского выступа с Ушумунским наложенным прогибом в зоне контакта раннемеловых гранитоидов с верхнеюрскими терригенными отложениями (Золоторудные месторождения России, 2010). Образование месторождения связано с системой разломов северо-восточного и северо-западного простирания. К разломам приурочены и основные рудные зоны месторождения: Южная, Промежуточная, Андреевская, Бахмут, Николаевская и Бахмут-Северо-Восточная. По особенностям минерального состава руд месторождение относится к золото-сульфидно-кварцевой формации (Власов, Курник, 2013).

Первые данные о наличии золотого оруденения в коренном залегании получены в 1978 году при проведении групповой геологической съемки масштаба 1:50000 Умлеканской партией Зейской ГСЭ (начальник партии В.А. Степанов). В полевом сезоне 1978 года впервые на этой площади были выявлены обломки золотоносного кварца, и оконтурено Пионерское рудное поле. Дальнейшие поисковые работы проводили партии Зейской ГСЭ, а разведочные – компания «Петропавловск». Первооткрывателями месторождения официально считаются Н.Г. Власов, В.С. Дмитренко, Н.К. Измайлова, Н.Г. Коробушкин, В.А. Степанов, И.С. Шейкин (Мельников и др., 2017).

Основные разновидности осадочных пород месторождения Пионер представлены верхнеюрскими песчаниками, алевролитами и аргиллитами аякской свиты. Нижняя часть свиты сложена алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников, а верхняя – песчаниками с прослоями и линзами алевролитов и аргиллитов. Песчаники в основном мелкозернистые, реже мелко-среднезернистые и средне-крупнозернистые, серого цвета. По составу полимиктовые и кварц-полевошпатовые. Алевролиты и аргиллиты темно-серые, иногда черного цвета, часто полосчатые. На территории рудного поля выделяются кайнозойские отложения сазанковской свиты. Породы сазанковской свиты – это в основном каолинсодержащие пески с гравием кварца, прослоями алевритов и каолиновых глин озерно-аллювиального происхождения, которые заполняют впадины древнего палеорельефа. Магматические образования рудного поля Пионер представлены позднеюрским Магдагачинским и раннемеловыми Верхнеамурским и Буриндинским комплексами. Наиболее древние субщелочные крупнопорфировые гранит-порфиры слагают среди терригенных отложений аякской свиты линейные тела и прорываются раннемеловыми диоритами и гранодиоритами Ольгинского массива Верхнеамурского комплекса. Завершается магматическая деятельность в районе внедрением дорудных и внутрирудных раннемеловых даек и малых линейных тел Буриндинского комплекса, сложенных диорит-порфиритами и андезитами (Золоторудные месторождения России, 2010). В пределах месторождения распространены коры выветривания с линейными зонами окисления сложенными оксидами и гидроксидами железа, марганца и других минералов зоны окисления (Орлова и др., 2013). Основные рудные зоны месторождения, фиксируются как крутопадающие линейные штокверки с карбонатизацией и прожилково-сетчатым окварцеванием. Оруденение в зонах сопровождается метасоматитами, которые в той или иной степени связаны с рудной минерализацией. К предрудным процессам относят пропилитизацию, аргиллизацию, кварц-полевошпатовый и кварц-турмалиновый метасоматоз. Достаточно широко проявлен процесс аргиллизации, который затронул большинство пород месторождения. Интенсивность процесса зависит от тектонической нарушенности пород и их состава. Визуально диагностируется как по осветлению пород и их нарушенности. Темноцветные минералы и полевые шпаты замещаются каолинитом, монтмориллонитом, серицитом, слюдистыми минералами, карбонатами. Сильно развита пиритизация. Кварц-полевошпатовый метасоматоз выражается в замещении плагиоклаза основного состава микроклином, ортоклазом и другими калиевыми полевыми шпатами. Кварц-турмалиновый метасоматоз широко развит в пределах рудного поля и охватывает породы юрского возраста и всех интрузивно-субвулканических комплексов. Выражается в окварцевании пород и замещении фемических минералов зеленым турмалином, эпидотом, реже биотитом.

Наиболее сложная картина проявления гидротермальной деятельности наблюдается в период синрудного метаморфизма, который делится на два этапа и с которым связаны два типа оруденения. Первый – золоторудный имеет следующие стадии: а) кварц-серицитового метасоматоза, проявленного в кварц-турмалиновых, кварц-полевошпатовых метасоматитах, аргиллизитах, несущего вкрапленную медно-порфировую минерализацию; б) кварц-адулярового, кварц-адуляр-серицитового, кварц-адуляр-гидрослюдистого метасоматоза, несущего золотую минерализацию; в) кварц-карбонатного метасоматоза со слабой золотоносностью. Второй этап, с которым связан золото-сульфидно-кварцевый тип оруденения проявлен в виде серицит-кварцевых метасоматитов, хлоритовых, кварц-карбонатных, кварц-карбонат-турмалиновых прожилков, реже кварцевых жил и зон прожилкового окварцевания. С кварц-карбонатными прожилками ассоциируют, как правило, антимонит и сульфосоли Pb, Ag, As.

По данным минералогического анализа руды в основном состоят из кварца, полевых шпатов (адуляр, ортоклаз), карбонатов и слюд. Нерудные минералы составляют 96–99%, рудные 0.5–4%. Из рудных минералов доминирует пирит, который составляет 99% от общего числа рудных минералов. Кроме пирита встречаются арсенопирит, антимонит, сфалерит, халькопирит, галенит, молибденит, блеклые руды, сульфоантимониты свинца и сурьмы, сульфиды и теллуриды золота и серебра, самородное золото и другие рудные минералы.

Результаты исследования

В рамках проведенного исследования изучены:

1. нанозолото, видимое под электронным микроскопом, и ультратонкое нанозолото, невидимое под электронным микроскопом, но регистрируемое энергодисперсионным рентгеновским спектрометром;

2. пленочные, глобулярные и тонкодисперсные микро- и наноструктуры в золоте.

Исследования проведены на образцах самородного золота из нескольких рудных зон месторождения Пионер (Приамурье).

Видимое под электронным микроскопом изометрическое и сфероидальное нанозолото, невидимое ультратонкое нанозолото

Рассмотрим самородное золото из рудной зоны Андреевской золоторудного месторождения Пионер. Образец (Об3-4, рис. 1, а, б, в) представляет собой сросток самородного золота (Au) с минеральными фазами (МП), состоящими из тонкой смеси глинистых минералов, которые в виде ксеноморфных выделений и мелких включений просматриваются на поверхности и в интерстициях золотого зерна. Кроме того, в одной из интерстиций наблюдается удлиненное образование высокоуглеродистого

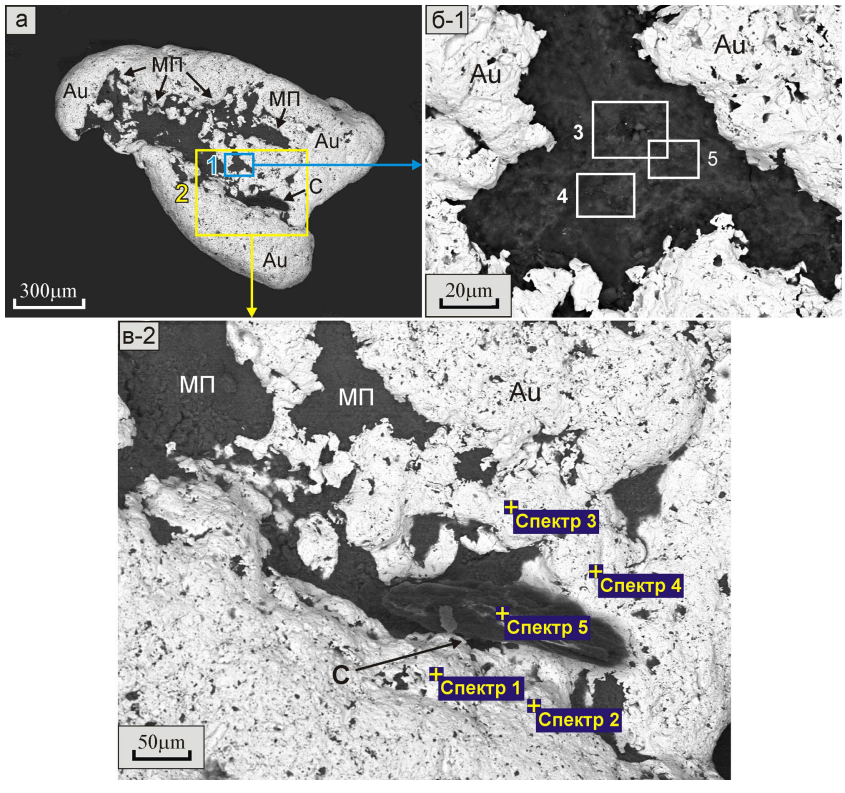


Рис. 1. Самородное золото: а – общий вид зерна с включениями глинистых минералов (МП) и высокоуглеродистого вещества (С), на зерне выделены два участка (1 и 2) для изучения; б-1 – участок 1 с минеральной фазой, на нем выделены участки 3, 4, 5 для последующего изучения; в-2 – участок 2 с точками проведенного EDX анализа (сп1-сп5). Снято в BSE. (Об3-4, рудная зона Андреевская).

вещества (С), в состав которого входят: С 76.38, О 21.48 и S 2.14 мас.%. Золотина имеет высокопробный состав (табл. 1). Примесей Ag и др. элементов в ней не отмечается. Примечательно, что во всех проанализированных точках в золотой матрице фиксируется углерод, содержание которого укладывается в интервал 3.66–9.40 мас.% (образец углеродом не напылялся). Некоторые включения глинистых минералов (рис. 1, б-1) содержат наночастицы золота изометрической формы, среди которых преобладает сфероидальное нанозолото (рис. 2 и 3).

Определен элементный состав матрицы глинистого вещества по данным проведенного EDX анализа в участках 3 и 4 (рис. 1, б-1; рис. 2, табл. 2). Он показывает, что эта минеральная фаза, содержащая включения наночастиц золота, по-видимому, представляет собой тонкодисперсную смесь глинистых минералов. Помимо этого, она содержит незначительное количество углерода: в участке 3 ~ от 6 до 11 мас.% (от 9 до 17 ат.%); в участке 4 ~ от 0.1 до 6 мас.% (от 0.1 до 10 ат.%) (табл. 2), хотя образец углеродом не напылялся. Это логично, поскольку, во-первых, в самом золоте, присутствует углерод (табл. 1, сп1-сп4), во-вторых, в одном из участков на золотине зафиксировано выделение практически чистого углерода (табл. 1, сп5).

Спектр	C	O	S	Au
1	4.54	4.78	–	90.68
2	5.27	–	–	94.73
3	9.40	3.73	–	86.87
4	3.66	–	–	96.34
5	76.38	21.48	2.14	–

Табл. 1. Химический состав золота и углеродистого включения (С) (рис. 1, в-2), мас.%. Примечание. Здесь и в последующих таблицах приводятся, согласно изложенной методике, нормализованные к 100% данные. Значок (–) в этой таблице и остальных – элемент в пределах чувствительности прибора не обнаружен. Стопроцентные суммы в таблицах не приводятся.

На микроснимках (рис. 3, б-1, в-2) в качестве примера показаны замеры четырех частиц. В целом размер наночастиц золота в изучаемом образце укладывается в диапазон ~100–320 нанометров, хотя встречаются и более мелкие, еле видимые индивиды. Проанализирован состав нескольких частиц нанозолота, он отвечает наивысшей пробе – 1000‰.

Следует особо отметить, что в минеральной фазе глинистого состава в различных точках регистрируется примесь золота: в участке 3 (рис. 1, б-1; рис. 2, а) ~ 1.6–3.1 мас.%; в участке 4 (рис. 1, б-1; рис. 2, б) ~ 0.7–1.9 мас.% (табл. 2). Это указывает на присутствие в ней, наряду с видимым под микроскопом нанозолотом, невидимого ультратонкого золота.

Изометрическое и сфероидальное нанозолото установлено и в других типах минеральных фаз, ассоциирующих с самородным золотом. Ранее в рудах месторождения Пионер (Приамурье) в зоне окисленных руд в кварцевой матрице среди срастаний гетита и гидрогетита обнаружено наноразмерное самородное золото (Сафронов и др., 2011; Моисеенко и др., 2012; Моисеенко и др., 2013). Впоследствии на одном из образцов (Об6-4, рудная зона Промежуточная) проведены дополнительные исследования состава и морфологии минеральной фазы и наночастиц золота, содержащихся в ней (рис. 4). Сам по себе образец оказался уникальным – это сросток кристалла кварца и самородного золота.

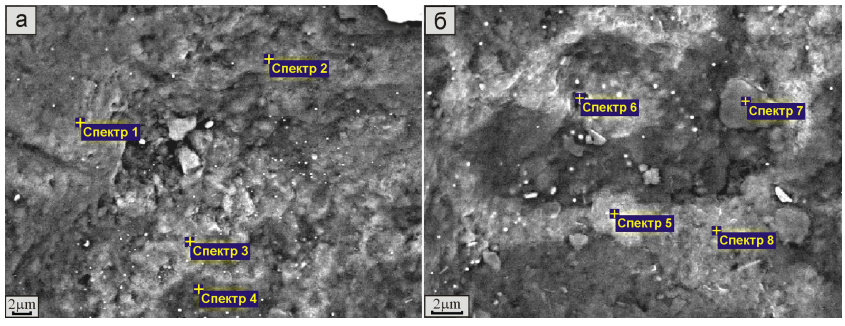


Рис. 2. а и б – микроснимки участков 3 и 4 (Об3-4, рис. 1, б-1) с точками EDX анализа сп1-сп8. Снято в BSE. Изучение участков 3 и 4 (снимки а, б) проводилось при повернутом на 40 градусов против часовой стрелки положении образца.

а)

Спектр	C	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Au	Hg
1	6.91	57.17	0.25	0.11	14.12	13.26	–	–	0.32	6.05	1.82	–
2	6.95	51.93	–	–	17.88	16.79	–	–	–	3.31	3.14	–
3	6.06	56.68	–	0.16	16.68	15.53	–	–	–	3.25	1.64	–
4	11.03	50.82	–	–	16.01	16.54	0.22	0.12	0.50	1.99	2.76	–
5	5.54	53.27	–	0.10	17.49	18.67	0.66	–	–	2.46	0.72	1.08
6	2.66	57.21	–	–	13.58	12.47	0.36	–	9.48	2.33	1.92	–
7	6.34	53.54	–	0.21	16.51	18.24	0.73	–	–	3.09	1.32	–
8	0.07	49.42	–	–	20.74	23.65	0.90	–	–	3.39	1.83	–

б)

Спектр	C	O	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Au	Hg
1	10.89	67.63	0.21	0.09	9.90	8.93	–	–	0.13	2.05	0.17	–
2	11.22	62.90	–	–	12.84	11.58	–	–	–	1.15	0.31	–
3	9.53	66.96	–	0.12	11.68	10.45	–	–	–	1.10	0.16	–
4	17.18	59.42	–	–	11.10	11.01	0.11	0.05	0.20	0.67	0.26	–
5	8.91	64.30	–	0.08	12.52	12.84	0.33	–	–	0.85	0.07	0.10
6	4.42	71.48	–	–	10.06	8.88	0.18	–	3.95	0.83	0.20	–
7	10.11	64.04	–	0.17	11.71	12.43	0.36	–	–	1.06	0.13	–
8	0.13	64.37	–	–	16.02	17.55	0.48	–	–	1.26	0.19	–

Табл. 2. Состав минеральной фазы, содержащей наночастицы самородного золота (рис. 2, а, б): а) в мас.%, б) в ат.%

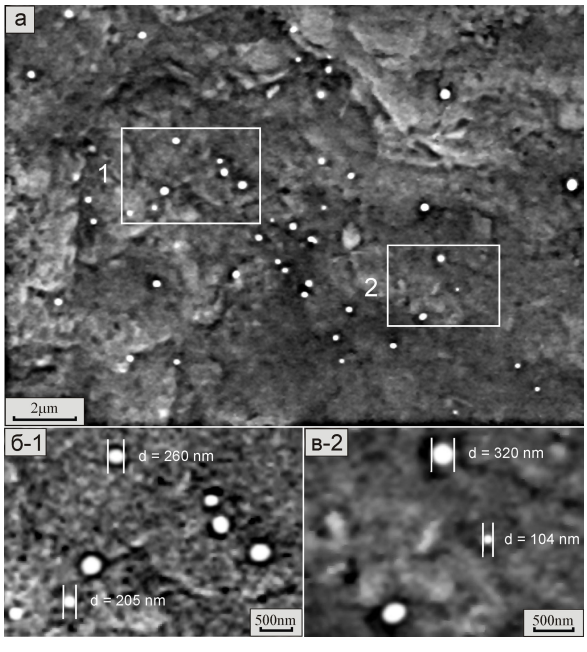


Рис. 3. Микроснимки участка 5 (из рисунка 1, б-1): а – общий вид участка с наночастицами золота; б-1, в-2 – выделенные участки 1 и 2 при большем увеличении, в них показаны размеры выборочных наночастиц. Снято в BSE (Об3-4).

Состав последнего следующий: Ag 16.69%, Au 83.31 мас.% (проба 833‰). Вблизи выделения самородного золота кварц сильно корродирован (рис. 4, а, б). В образовавшейся интерстиции сформировались минеральные агрегаты Fe-оксидно-гидроксидного алюмосиликатного состава, имеющие удлиненные, столбчато-дендритовидные, натечные и пленочные формы (рис. 4, в; рис. 5). В этих образованиях установлены изометрические наночастицы самородного золота, среди которых весьма часто встречаются частицы сфероидальной формы (рис. 5, 6).

Состав минеральной фазы, ассоциирующей с золотом, неоднородный, он варьирует от Fe-оксидного алюмосиликатного до Fe-гидратированного алюмосиликатного состава (рис. 5, табл. 3). При этом, помимо ряда петрогенных элементов, в ней содержится примесь золота – от 0.3 до 1.8 мас.%, что свидетельствует о присутствии ультратонкого золота. Нужно отметить, что там же, вероятно, находится в небольших количествах углерод, точное содержание которого определить не представлялось возможным, поскольку данный образец напылялся углеродом.

Наночастицы в основном имеют изометрическую форму. Среди них часто встречаются частицы со сфероидальной

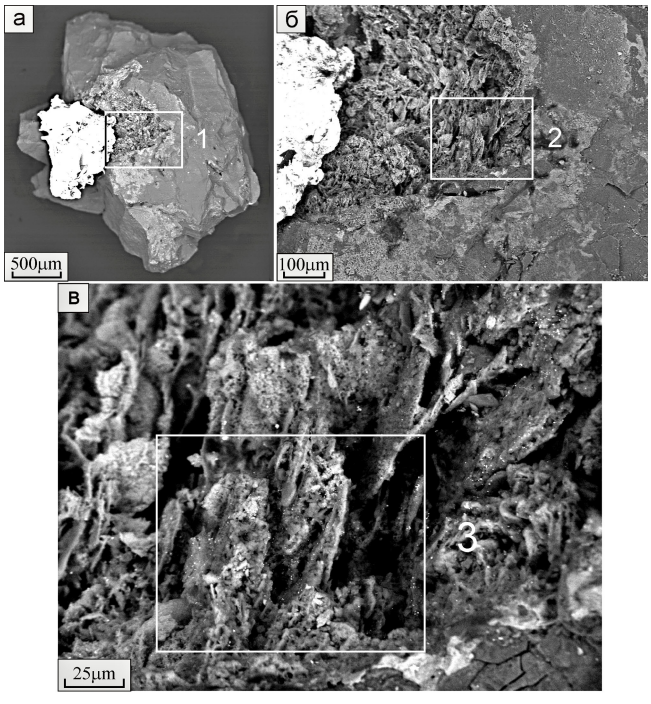


Рис. 4. а – кристалл кварца в сростке с самородным золотом; б – каверна в кварце (увеличенный уч. 1), заполненная минеральным веществом Fe-оксидно-гидрооксидного алюмосиликатного состава; в – увеличенный участок 2 минеральной фазы, содержащей наночастицы золота. Снято в BSE (Об6-4, рудная зона Промежуточная).

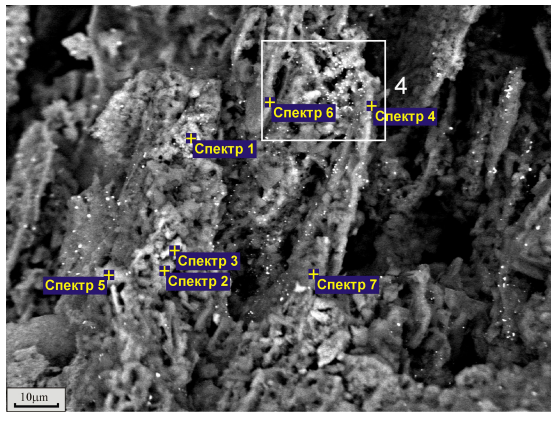


Рис. 5. Микроснимок участка 3 (рис. 4) с точками EDX анализа (спектры 1-7), а также с выделенным участком 4 для последующего изучения (рис. 6). Снято BSE (Об6-4).

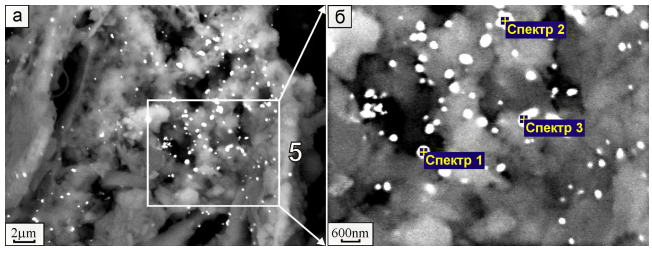


Рис. 6. Участки с наночастицами Au: а – участок 4 (рис. 5); б – участок 5 при большем увеличении с точками EDX анализа сп1-сп3. Снято в BSE (Об6-4).

а)

Спектр	O	Mg	Al	Si	P	S	Cl	K	Ca	Fe	As	Sb	Au
1	44.48	0.42	3.43	7.94	1.17	0.24	0.08	0.48	0.73	29.35	1.24	8.63	1.82
2	21.50	0.08	1.59	5.83	1.36	0.16	0.20	0.41	1.39	55.60	0.91	9.83	1.13
3	30.99	0.37	2.10	10.09	0.97	0.04	0.21	1.93	1.61	42.78	0.72	7.91	0.29
4	36.65	0.28	2.59	6.71	1.33	0.21	0.05	0.84	0.85	41.07	0.92	7.18	1.32
5	49.49	0.44	1.91	5.50	1.57	0.15	0.12	0.26	0.97	33.48	1.36	4.30	0.45
6	58.62	0.42	2.80	6.63	1.29	0.17	0.10	0.42	0.65	23.40	1.53	3.38	0.59
7	51.92	0.45	3.37	7.11	1.50	0.26	0.16	0.40	1.06	28.74	1.33	2.48	1.22

б)

Спектр	O	Mg	Al	Si	P	S	Cl	K	Ca	Fe	As	Sb	Au
1	71.16	0.44	3.25	7.23	0.97	0.19	0.06	0.31	0.46	13.45	0.42	1.81	0.24
2	47.87	0.12	2.09	7.39	1.56	0.18	0.20	0.37	1.23	35.46	0.43	2.88	0.20
3	57.66	0.46	2.31	10.70	0.93	0.04	0.18	1.47	1.19	22.80	0.28	1.93	0.04
4	64.63	0.32	2.71	6.74	1.21	0.19	0.04	0.61	0.60	20.75	0.35	1.67	0.19
5	75.02	0.44	1.71	4.75	1.23	0.12	0.08	0.16	0.59	14.54	0.44	0.86	0.06
6	80.21	0.38	2.27	5.17	0.91	0.12	0.06	0.23	0.35	9.17	0.45	0.61	0.07
7	75.50	0.43	2.90	5.89	1.12	0.19	0.11	0.24	0.62	11.97	0.41	0.47	0.14

Табл. 3. Состав минеральной матрицы, содержащей наночастицы самородного золота (рис. 5): а) в мас.%, б) в ат.%

формой (рис. 5; рис. 6, а, б). Размеры основной массы частиц золота укладываются в диапазон ~ от 60 до 600 нм. Только единичные более крупные образования состоят из нескольких соединившихся частиц. Состав наночастиц отвечает высокопробному золоту с невысоким содержанием серебра ~ Ag 1–3 мас.%, Au 97–99%, (табл. 4), что соответствует ~ 970–990‰ (средняя проба 980‰).

Спектр	Ag	Au
1	0.94	99.06
2	2.82	97.18
3	2.78	97.22

Табл. 4. Состав наночастиц самородного золота (рис. 6, б), мас.%

Изометрическое и сфероидальное нанозолото, пленочные слоисто-ритмические наноструктуры, выделения, состоящие из наночастиц Au

Изучено медистое высокопробное самородное золото из рудной зоны Южной месторождения Пионер (Об20-20, рис. 7, 8, 9). Средний состав золотой матрицы: Cu 2.0%, Ag 0.2%, Au 97.8% (табл. 5). Образец имеет сложное строение. Он состоит из множества мелких частиц Au вперемежку с включениями и пленочными намазками минеральной фазы Fe-гидросиликатного состава и имеет на разных участках разную микроструктуру. В отдельных зонах образца встречаются пленочные образования золота (Пл), включая выделения со слоисто-ритмической структурой, состоящие из чередующихся полусферических пленок (рис. 7, б, в, г; рис. 8, в; рис. 9, б). Толщина этих образований ~ от 50 до 450 нм. В других зонах размером ~ 4–6 мкм обнаружены выделения тонкодисперсного золота (Тд), состоящего из большого множества наночастиц (рис. 7, г). В некоторых участках (рис. 7, е; рис. 8, а, б, в, г) в матриксе минеральной фазы, находящейся в тесном срастании с золотом, установлены изометрические и сфероидальные наночастицы Au.

Минеральные фазы присутствуют в образце золота в виде включений и тонких пленочных прорастаний (рис. 7, 8, 9). В целом они имеют Fe-гидросиликатный состав (табл. 5). Частицы Au, присутствующие в них, имеют размеры ~ от 30–50 до 250–300 нанометров.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что минеральная фаза заключена не только в различных по глубине и форме интерстициях, но и покрывает в виде тонких пленок многие участки золотины. Содержащиеся в ней включения наночастиц Au, находящиеся на поверхности или близко к поверхности матрицы хорошо отображаются на микроснимках в режиме упруго-рассеянных электронов. Но другие наночастицы, которые расположены значительно глубже от поверхности, хуже видны (т.е. не в резкости). Наконец, те частицы, до которых электронный пучок сквозь Fe-гидросиликатный материал не пробивается, и вовсе не видны при съемке.

Замеры химического состава самородного золота и ассоциирующего с ним Fe-гидросиликатного материала приведены в таблице 5. Рассчитанный состав золотой матрицы после вычета петрогенных элементов в единицах промилле составляет 978‰. Концентрации главных породообразующих элементов варьируют от участка к участку. Проанализирован ряд участков золотины с пленочными выделениями золота на ее поверхности (рис. 8, в, сп1; рис. 9, б, сп5). Их средний состав: Cu 10.34%, Ag 2.59%, Au 87.08% (проба 871‰).

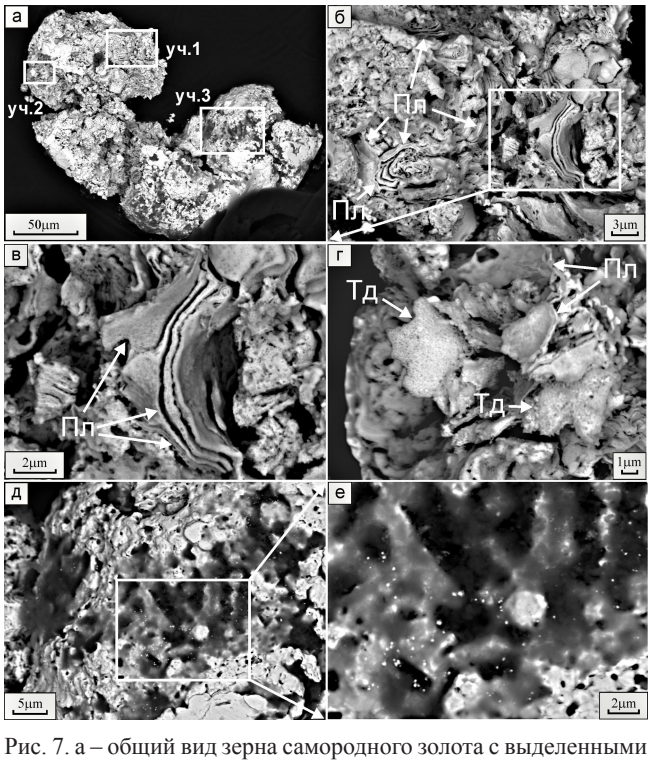


Рис. 7. а – общий вид зерна самородного золота с выделенными участками 1, 2, 3; б – участок 1 с пленочными (Пл) и тонкодисперсными (Тд) образованиями Au; в – выделенный на микроснимке (б) участок с пленками (Пл) при большем увеличении; г – участок 2 с пленочным (Пл) и тонкодисперсным (Тд) золотом; д – участок 3 с включениями минеральной фазы, содержащей наночастицы Au; е – выделенный на микроснимке (д) участок с наночастицами золота при большем увеличении. Микроснимки получены в BSE (Об20-20, рудная зона Южная).

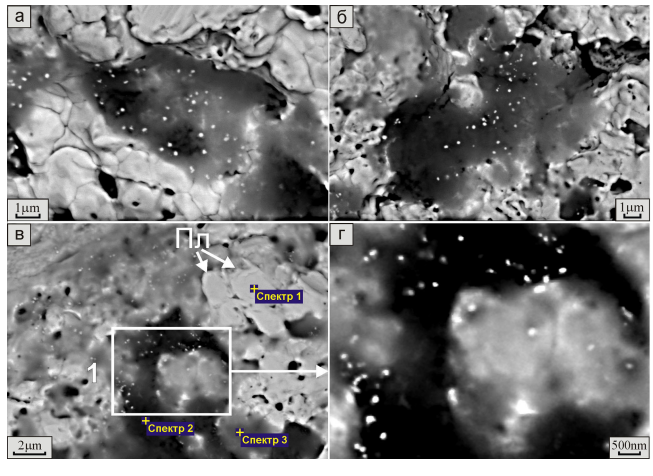


Рис. 8. Микроснимки трех участков образца (а, б, в) с наночастицами Au в матрице минеральной фазы Fe-гидросиликатного состава, находящейся в срастании с золотом; микроснимок (г) – увеличенное изображение участка 1, выделенного на снимке (в); на этом же снимке (а) показаны точки EDX анализа сп1-сп3. Все микроснимки получены в BSE (Об20-20).

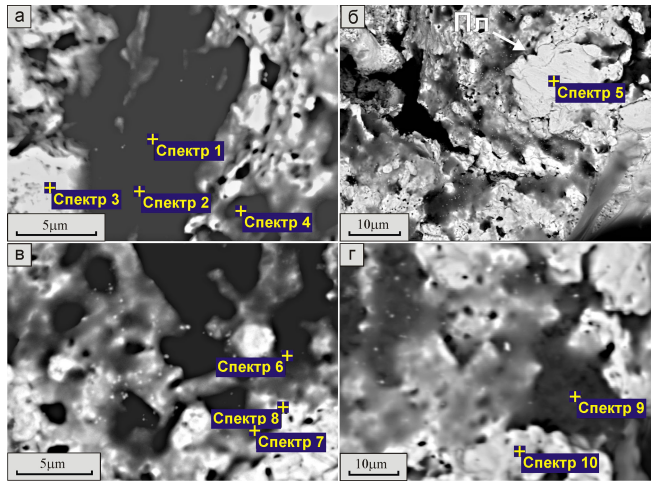


Рис. 9. Фотоснимки микроучастков (а, б, в, г) зерна Au и точками выполненных EDX анализов сп1-сп10. Снято в BSE (Об20-20).

а)

Элемент	Рис. 8			Рис. 9									
	Участки												
	в			а				б	в			г	
	Сп1	Сп2	Сп3	Сп1	Сп2	Сп3	Сп4	Сп5	Сп6	Сп7	Сп8	Сп9	Сп10
O	–	38.26	24.37	43.32	35.54	–	32.95	–	33.56	24.09	–	28.40	–
Mg	–	0.58	0.36	0.33	0.36	–	0.35	–	0.65	0.36	–	0.84	–
Al	–	0.47	–	0.39	0.29	–	–	–	0.22	–	–	0.31	–
Si	–	7.27	2.57	4.82	3.61	–	3.61	–	3.57	1.78	–	5.01	–
P	–	0.99	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1.13	–
S	–	0.56	–	–	–	–	–	–	0.32	0.81	–	0.39	–
Cl	–	0.30	0.21	–	–	–	–	–	0.17	0.40	–	–	–
Ca	–	1.60	0.80	0.93	0.76	–	0.71	–	1.10	0.76	–	2.28	–
Ti	–	2.38	0.82	3.15	1.23	–	1.08	–	1.99	0.87	–	2.61	–
Cr	–	14.36	6.12	4.18	5.58	–	4.21	–	9.67	3.40	–	27.50	–
Mn	–	0.80	0.42	–	–	–		–	0.65	0.42	–	1.82	–
Fe	–	9.78	3.19	3.84	4.25	–	3.04	–	6.06	3.81	–	11.96	–
Ni	–	–	–	–		–	–	–	–	–	–	0.70	–
Cu	2.98	–	1.09	0.81	0.79	1.65	1.14	4.31	1.09	1.44	2.26	–	2.02
As	–	0.96	–	0.51	0.50	–	0.39	–	–	–	–	1.01	–
Ag	1.26	–	–	–	–	–	–	1.83	–	–	0.69	–	–
W	–	2.55	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4.32	–
Au	95.76	19.14	60.05	36.73	46.32	98.35	51.68	93.86	40.94	61.87	97.05	11.74	97.98
Pb	–	–	–	0.98	0.77	–	0.84	–	–	–	–	–	–

б)

Элемент	Рис. 8			Рис. 9									
	Участки												
	в			а				б	в			г	
	Сп1	Сп2	Сп3	Сп1	Сп2	Сп3	Сп4	Сп5	Сп6	Сп7	Сп8	Сп9	Сп10
O	–	69.74	69.97	80.67	77.63	–	77.20	–	72.97	70.52	–	58.32	–
Mg	–	0.69	0.67	0.41	0.51	–	0.54	–	0.93	0.69	–	1.14	–
Al	–	0.50	–	0.43	0.37	–	–	–	0.28	–	–	0.38	–
Si	–	7.55	4.20	5.12	4.49	–	4.82	–	4.43	2.97	–	5.86	–
P	–	0.93	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1.20	–
S	–	0.51	–	–	–	–	–	–	0.35	1.18	–	0.40	–
Cl	–	0.25	0.27	–	–	–	–	–	0.17	0.53	–	–	–
Ca	–	1.16	0.92	0.69	0.67	–	0.66	–	0.95	0.89	–	1.87	–
Ti	–	1.45	0.79	1.96	0.89	–	0.85	–	1.45	0.85	–	1.79	–
Cr	–	8.05	5.41	2.39	3.75	–	3.03	–	6.47	3.06	–	17.38	–
Mn	–	0.43	0.35	–	–	–	–	–	0.41	0.36	–	1.09	–
Fe	–	3.11	2.62	2.05	2.66	–	2.04	–	3.78	3.19	–	7.03	–
Ni	–	–	–	–		–	–	–	–	–	–	0.39	–
Cu	8.60	–	0.79	0.38	0.44	4.94	0.67	12.08	0.60	1.06	6.65	–	6.01
As	–	0.37	–	0.20	0.23	–	0.19	–	–	–	–	0.44	–
Ag	2.15	–	–	–	–	–	–	3.03	–	–	1.20	–	–
W	–	0.41	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.77	–
Au	89.26	2.83	14.01	5.56	8.22	95.06	9.83	84.89	7.23	14.71	92.16	1.96	93.99
Pb	–	–	–	0.14	0.13	–	0.15	–	–	–	–	–	–

Табл. 5. Состав самородного золота и ассоциирующих с золотом минеральных фаз в различных участках образца (рис. 8, в; рис. 9, а-г): а) в мас.%, б) в ат.%

Пленочные и глобулярные микро- и наноструктуры в самородном золоте

Три образца из рудной зоны Промежуточной (Об9-1, Об9-3, Об9-6; рис. 10, а, б, в) довольно схожи как по составу (он близок к следующему – Ag ~12%, Au ~88%; табл. 6), так и по микроморфологии. Хотя в строении есть некоторые различия. Первый образец (а) состоит из нескольких участков: один из них представлен пленочно-слоистыми (Пл) выделениями; другой – скоплением ксеноморфных микрочастиц (Кс); в третьем содержатся наноглобулы (Гл) вперемежку с микрочастицами. Второй образец (б) имеет ноздревато-ячеистую микроструктуру с гроздевидно-цепочечными образованиями и редкими наноглобулами на поверхности (рис. 10, б). Третий образец в одних участках – с пленочными структурами (плоскостными, изогнутыми, в виде наслоений друг на друга), в других – с множеством микро- и наночастиц (рис. 10, в). В целом размеры пленочно-глобулярных образований следующие: толщина пленок ~ от 80 до 200 нм; диаметр глобул ~ 250–670 нм.

Средний по золоту состав каждого из образцов следующий: Об9-1 – Au 87.43 мас.%; Об9-3 – Au 87.63%, Об9-6 – Au 88.57%. Т.е. образцы по составу схожи.

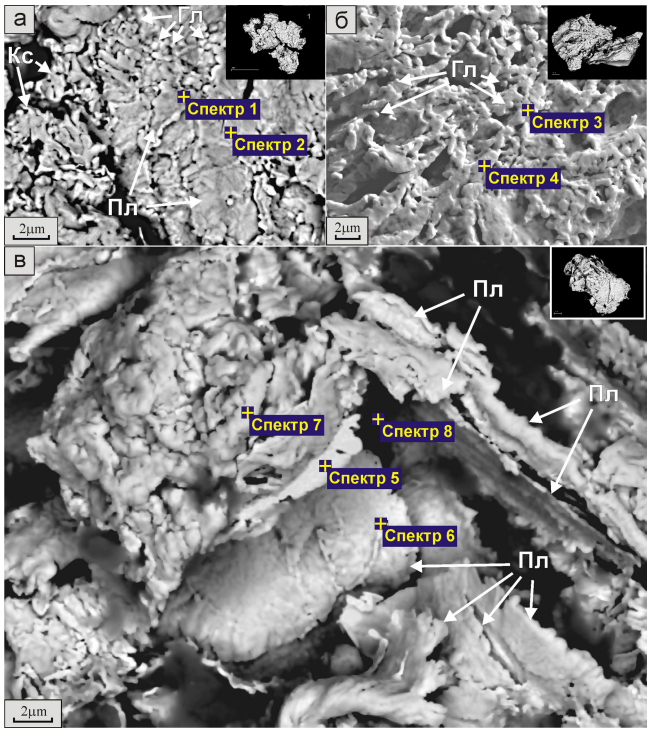


Рис. 10. Самородное золото с пленочными (Пл) и глобулярными (Гл) структурами: а, б, в – микроснимки наиболее интересных участков трех образцов самородного золота. Образцы, отснятые при малых увеличениях, показаны в правом верхнем углу каждого снимка. В образце (в) – черное в интерстициях, это высококремниземистая порода. На снимках приведены точки выполненных EDX анализов сп1-сп8. Снято в BSE (Об9-1, Об9-3, Об9-6, рудная зона Промежуточная).

№ образца	Снимок	Спектр	Ag	Au
1	а	1 2	12.10 13.05	87.90 86.95
2	б	3 4	12.13 12.61	87.87 87.39
3	в	5 6 7	14.59 7.47 12.23	85.41 92.53 87.77

Табл. 6. Состав трех образцов самородного золота с пленочными и глобулярными структурами (рис. 10, а, б, в), мас.%. Примечание. Спектр 8 в таблице не приводится, т.к. он отвечает высококремниземистой породе.

Ксеноморфное нанозолото

Другого типа нанозолото установлено на поверхности зерна самородного золота из Рудной зоны Промежуточной (Об9-11, рис. 11, а). Изучены морфология и состав самой золотины и наночастиц Au (рис. 11, б-1, в-2, г-3, д-3ув, е-4). Скопления частиц имеют преимущественно ксеноморфные формы (среди них – удлиненные, проволоковидные, игольчатые, эллипсоидальные и др. образования), размер этих выделений колеблется примерно от первых десятков нанометров до 600 нм, но встречаются частицы, доходящие в длину до 1000 нм.

Проанализирован состав золотины и наночастиц золота на ее поверхности. В целом содержание золота в них колеблется в пределах от 76.70 до 81.95 мас.% (табл. 7, сп1-сп9). Средний состав золотой матрицы (сп2, сп3, сп7,

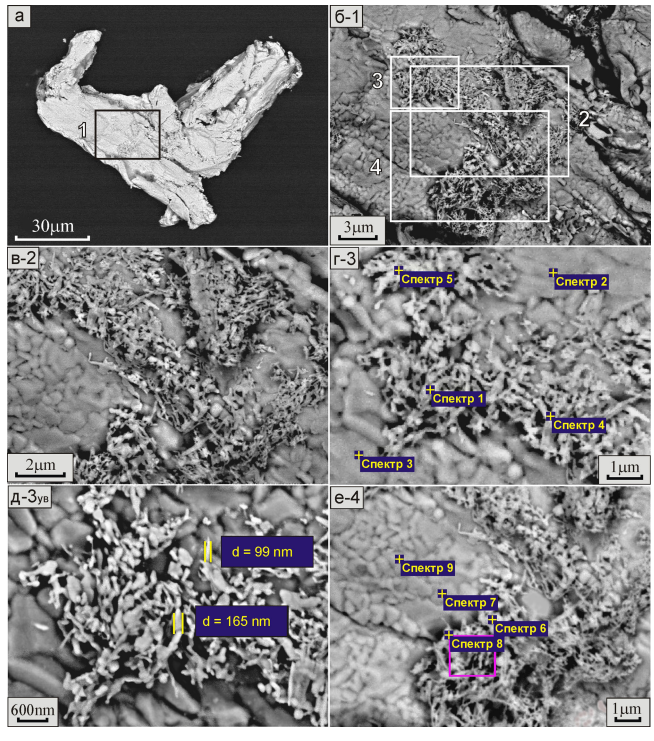


Рис. 11. Микроснимки золотины (а) и участков на ней с наночастицами самородного золота: б-1 – уч1; в-2 – уч2; г-3 – уч3; д-3ув – тот же уч3, но несколько увеличенный; е-4 – уч4. Сп1-сп7 – точки выполненных EDX анализов; сп8 – EDX анализ в обозначенной площади. Снимок б-1 получен в SE, остальные – в BSE (Об9-11, рудная зона Промежуточная).

Участок	Спектр	Ag	Au
г-3	1 2 3 4 5	21.47 21.59 23.30 20.52 18.05	78.53 78.41 76.70 79.48 81.95
е-4	6 7 8 9	19.29 20.08 19.19 21.69	80.71 79.92 80.81 78.31

Табл. 7. Состав золотины и наночастиц самородного золота в различных участках образца (рис. 11, г-3, е-4), мас.%

сп9): Ag 21.7%, Au 78.3 мас.% (проба 783‰); наночастиц (сп1, сп4, сп5, сп6, сп8): Ag 19.7%, Au 80.3 мас.% (проба 803‰). Проба нанозолота несколько выше пробы самой золотины.

Обращает на себя внимание то, что микроструктура поверхности непосредственно самой золотины имеет специфический характер – она состоит из множества микроскопических зерен размером от нескольких сотен нанометров до 1–2 мкм (рис. 11, б-1, в-2, е-4).

Обсуждение результатов

Проведенные исследования тонкой фракции благородного металла в образцах самородного золота рудного месторождения Пионер (Приамурье) позволили установить нанозолото разной морфологии, а также специфические нано- и микроструктуры в золотинах. Изометрическое и сфероидальное нанозолото, видимое под электронным

микроскопом, обнаружено в следующих минеральных фазах, находящихся в тесных срастаниях с золотом. В минеральной фазе глинисто-углеродистого состава (Об3-4, рис. 1, 2, 3, рудная зона Андреевская) размеры наночастиц в ней укладываются в диапазон ~ 100–320 нм. В минеральных фазах железо-алюмосиликатного и железо-гидроалюмосиликатного составов (Об6-4, рис. 4, 5, 6, рудная зона Промежуточная) размеры наночастиц ~ 60–600 нм. В минеральной фазе железо-гидросиликатного состава (Об20-20, рис. 7, 8, 9, рудная зона Южная) размеры наночастиц колеблются ~ от 30–50 до 250–300 нм.

Указанные минеральные агрегаты морфологически являются включениями в самородном золоте или присутствуют в виде пленок на его поверхности. В этих же минеральных фазах выявлено невидимое ультратонкое золото (с вероятными размерами < 50 нм), которое зафиксировано EDX микрозондированием. Химический состав изометрического и сфероидального нанозолота, содержащегося в глинистых минералах, высокопробный – его проба 1000‰. Наночастицы, находящиеся в матрице минеральной фазы Fe-оксидно-гидроксидного алюмосиликатного состава, содержат примесь Ag. Их состав также высокопробный, концентрации серебра и золота следующие: Ag ~1–3 мас.%, Au ~97–99%, (табл. 4); средняя проба 980‰. Ультратонкое золото, содержащееся в этих же породах, состоит из одного элемента Au (проба 1000‰).

Ксеноморфные выделения нанозолота различных форм (удлиненные, проволоковидные, игольчатые, эллипсоидальные и др.) встречены на поверхности одного из образцов, имеющего специфическую микроструктуру (Об9-11, рис. 11, рудная зона Промежуточная). Его размеры простираются от первых десятков нанометров до 600–700 нм, а иногда и до 1000 нм. Состав ксеноморфных наночастиц золота колеблется в пределах 785–820‰ (средняя проба 803‰), средняя проба самой золотины 783‰ (табл. 8).

Пленочные выделения наночастиц золота установлены при исследовании самородного золота из зон Южной и Промежуточной. В образце Об20-20 из рудной зоны Южная (рис. 7, 8, 9), обладающим тонкодисперсным строением (состоит из множества нано- и микрочастиц), обнаружены изогнутые слоисто-ритмические структуры, состоящие из чередующихся пленок золота нанометровой толщины ~ от 50 до 450 нм. Здесь же выявлены участки тонкодисперсного строения (Тд) размером ~ 4–6 мкм, состоящие из многочисленных наночастиц Au. Средняя проба плено кв образце 871‰. В образцах Об9-1, Об9-3, Об9-6 из рудной зоны Промежуточной установлены пленочные образования различной морфологии (плоскостные, изогнутые, наложенные друг на друга) и толщиной ~ 80–200 нм, а также микрочастицы и отложившиеся на поверхности золотины глобулы размером ~ 250–670 нм (рис. 10). Состав пленочных образований и глобул в образцах более низкопробный, и он приблизительно равен Ag 12%, Au 88% (проба 880‰). Состав матрицы измерить не удалось из-за того, что вся поверхность изучаемых зерен покрыта вышеуказанными образованиями.

Говоря о генезисе нанозолота, установленного в образцах месторождения Пионер, сперва остановимся на изометрическом, сфероидальном и ультратонком нанозолоте, которое выявлено в минеральных фазах, ассоциирующих с самородным золотом. За основу возьмем условную модель формирования рудного месторождения, а конкретнее – рудоносных жил во вмещающих породах при поступлении из глубин горячих золотоносных растворов (Сафронов, 2023). Растворы, проникая во вмещающие породы, вели к их метасоматическим преобразованиям. Из пород выносились катионы, что вело к частичному разрыхлению атомно-кристаллической структуры минералов, из которых она состоит, – в минералах возникали структурные дефекты – вакансии, скопления вакансий (поры), дислокации и пр., и привносились из растворов некоторые элементы, включая Au. Возникшие дефекты по-существу являлись активационными центрами, т.к. в них были нарушены (разорваны) химические связи, и поэтому за них свободно цеплялись атомы благородного металла, высвобождаясь из комплексов, привносимых растворами. Таким образом, структурные нарушения становились геохимическими барьерами, на которых осаждалось золото. Эти атомы Au сами становились центрами кристаллизации, и на них шло дальнейшее эпитаксиальное нарастание золота. В зависимости от размеров пор и их форм частицы золота приобретали соответствующие размеры и морфологию. При этом, преимущество имела сфероидальная форма, как наиболее энергетически выгодная (Адамсон, 1979; Железняк, Иоффе, 1974; и др.). Так формировалось изометрическое и сфероидальное нанозолото. Кроме того, дефекты с наименьшими размерами также заполнялись атомами золота, образуя кластеры и частицы чуть более крупнее кластеров, которые в дальнейшем не увеличивались из-за ограниченного размера отдельных вакансий или групп вакансий в структуре породы. Такие частицы не видны под электронным микроскопом, но поскольку их в метасоматической породе большое множество, то энергодисперсионный спектрометр показывает присутствие в ней примеси Au, т.е. наличие ультратонкого золота. Следует отметить еще одно обстоятельство, способствующее осаждению золота в породе. В частности, в метасоматической глинистой породе, например, в образце Об3-4 из рудной зоны Андреевской (рис. 1 и 2), установлена примесь углерода, который фиксируется во всех участках изученной породной матрицы (табл. 2). Кроме того, в самой золотине зарегистрировано небольшое количество углерода (табл. 1), который, по-видимому, оседал на различного рода дефектах, образующихся при кристаллизации золота. Все это указывает на присутствии во флюиде углерода (вероятно, в форме CO_2), участвующего в минералообразовании золота. Углерод, как известно, обладает свойствами прекрасного восстановителя, поэтому, наряду со структурными дефектами, имеющимися в метасоматической породе, этот элемент также способствовал осаждению из растворов золота. Есть показательные примеры, когда отдельные наночастицы сформировались непосредственно в участках с углеродистым веществом, содержащимся в алюмосиликатной породе (рис. 12). Как указывалось во многих работах (Беневольский, 2002; Меретуков, 2007; Frimmel, Minter, 2002; Spangenberg, Frimmel, 2001; Яновский, 2004; Немеров и др., 2009; Моисеенко, Кузнецова, 2017; Сафронов и др., 2023; и т.д.) парагенетическая связь углеродистого вещества (УВ) и благородных металлов,

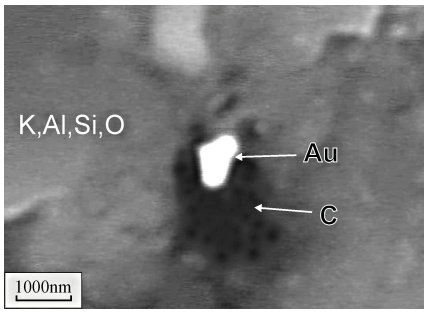


Рис. 12. Наночастица самородного золота (Au) с пробой 1000‰, размером ~ 680 nm (нанометров) в углеродистом участке (C) в K-алюмосиликатной породе (слюда, мусковит, серицит). Образец самородного золота из рудной зоны Андреевская (м-е Пионер)

особенно самородного золота, прослеживается на многих месторождениях России и Мира.

Изометрическое, сфероидальное и ультратонкое нанозолото в метасоматических породах Fe-алюмосиликатного и Fe-гидроалюмосиликатного составов формировалось аналогичным образом. Правда здесь, хотя и отсутствует примесь углерода, зато в структуре много атомов железа, к которому золото, как известно, имеет сродство (Моисеенко, 2007). Поэтому наличие множества структурных дефектов и присутствие железа также создавало благоприятную обстановку для возникновения указанных типов нанозолота.

Следует добавить, что минеральные фазы, заключающие в себе нанозолото, в морфологическом и кристаллизационном плане зачастую представляют собой колломорфные, сглаженные структуры (рис. 1, 2, 3, 5, 6, 8, 9), свидетельствующие о том, что они состоят из тонкодисперсной смеси нескольких минералов и в структурном отношении даже могут приобретать аморфное состояние. Как следствие, минералы, из которых состоят метасоматические породы, должны изобиловать различного рода структурными дефектами, т.е. активационными центрами.

Прежде чем прояснить ситуацию с происхождением ксеноморфного нанозолота установленного на поверхности образца Об9-11 из рудной зоны Промежуточной (рис. 11), нужно рассмотреть особенности микроморфологического строения самой золотины. Это строение хорошо видно на рис. 11, б-1, в-2, е-4. Золотина состоит в основном из изометрических, реже ксеноморфных нанозерен. Такая мелкозернистая структура (наноструктура) может возникнуть, скорее всего, в условиях пересыщенности питающего гидротермального раствора рудным компонентом. Вследствие этого, была высокой скорость кристаллизации благородного металла, когда одновременно зарождалось много центров кристаллизации, которые, разрастаясь, сливались воедино, образуя монолитную золотину со специфической микроморфологией ее поверхности. Многочисленные ксеноморфные наночастицы на поверхности золотины, вероятно, отложились на втором этапе рудообразования при кратковременном поступлении золотоносных флюидов с несколько иным составом и с высокой турбулентностью их потока.

Образец высокопробного медистого золота Об20-20 из рудной зоны Южная имеет сложное кристаллическое строение (рис. 7, 8, 9). Он состоит из множества мелких частиц Au микронных и нанометровых размеров вперемежку с минеральной фазой метасоматического породного вещества. В нем, наряду с пленочными выделениями (Пл) полусферических форм, следующими друг за другом, встречаются отдельные пленки (Пл), хаотически разбросанные в поверхностном пространстве золотины, а также пленки (Пл), плотно покрывающие образец. Кроме того, наблюдаются участки тонкодисперсного золота (Тд), состоящие из множества наночастиц размером, по всей видимости, в несколько десятков нанометров. Такое микроструктурное состояние образца указывает на то, что его образование происходило в сложных физико-химических условиях в процессе многоэтапного рудообразования. Пленочные наноструктуры, по-видимому, возникли при стабильных термодинамических параметрах. Тонкодисперсные выделения образовались за счет выпадения из растворов гелей Au на этапе, когда растворы несли в себе гелеподобные частицы золота.

Также сложным кристаллическим строением обладают образцы Об9-1, ОБ9-3 и Об9-6 из рудной зоны Промежуточной. В них установлены различные пленочные и глобулярные микро- и наноструктуры (рис. 10). Такое разнообразие форм выделений золота может свидетельствовать о нестабильных условиях, при которых кристаллизовался благородный металл. Между тем, состав всех трех образцов близкий – в них содержание золота и серебра следующее: Au ~88%, Ag ~12% (проба 880‰). Это может указывать на то, что они кристаллизовались при близких физико-химических параметрах флюидной рудообразующей системы.

Результаты измерений размера изученных образований и их состава сведены в таблице 8, которая позволяет сделать следующие выводы. Размеры изометрического, сфероидального и ксеноморфного золота, встреченного в образцах из нескольких рудных зон месторождения Пионер (Приамурье), в целом укладываются в диапазон 30–700 нанометров, а в отдельных случаях доходят до 1000 нанометров. Это является дополнительной информацией к тому, что класс тонкого золота, встречающегося в природе, а именно нанозолота, имеет более широкий размерный ряд, чем это представлялось в ряде некоторых предыдущих работ. Проба таких образований, как правило, превышает пробу самой золотины, в которой они обнаружены. В этом их отличие от пленочно-глобулярных выделений, проба которых ниже или близка к пробе золотой матрицы, что может указывать на различие механизмов образования этих различающихся как по морфологии, так и по составу двух групп обособлений.

Заключение

В результате проведенных исследований самородного золота из различных рудных зон месторождения Пионер (Приамурье) установлены различные по морфологии и размеру наночастицы золота и пленочно-глобулярные наноструктуры благородного металла. Видимое под электронным микроскопом изометрическое и сфероидальное нанозолото, а также ультратонкое невидимое золото выявлены в глинисто-слюдистых с примесями углерода, Fe-алюмосиликатного и Fe-гидроалюмосиликатного составов, которые образуют тесные срастания с золотом. Размеры изометрического и сфероидального нанозолота

Шифр образца № рисунка	Рудная зона	Размеры наночастиц, глобул и толщина пленок **(в нанометрах)**			Средняя проба частиц в промилле ‰		Средняя проба золотой матрицы в промилле ‰ или мас. %
		Морфологические типы выделений					
		Изометрическое и сфероидальное нанозолото	Ксеноморфное нанозолото	Золотые пленки и глобулы	Нано-частиц	Пленок, глобул	
Об3-4 2, 3, 4	Андреевская	~ 100–320			1000		92.2 мас.% Au, остальное: C и O
Об6-4 5, 6, 7	Промежуточная	~ 60–600			980		833
Об9-11 12	Промежуточная		~ 30–40 – – 600–700		803		783
Об20-20 8, 9, 10	Южная	~ 30–50 – 250–300		Пленки ~ 50–450		Пленки 871	978
Об9-1 11, а	Промежуточная			Пленки ~ 80–200, Глобулы ~ 250–670		880	–
Об9-3 11, б							–
Об9-6 11, в							–

Табл. 8. Сравнительная таблица средних размеров и составов наноразмерного самородного золота месторождения Пионер. Вся поверхность образцов Об9-1, Об9-3, Об9-6 из рудной зоны Промежуточной состоит из пленочно-глобулярных структур, поэтому приводится состав только этих выделений, а в колонке «состав матрицы» ставятся прочерки.

укладываются в диапазон ~ от 30–50 до 600 нанометров, ультратонкого, по-видимому, < 30–50 нм.

Ксеноморфное нанозолото, частицы которого имеют различные формы (удлиненные, проволоковидные, игольчатые, эллипсоидальные и др.), установлено на поверхности образца из рудной зоны Промежуточной. Размеры частиц колеблются примерно от первых десятков нанометров до 600–700 нм, хотя встречаются частицы, доходящие в длину до 1000 нм.

Пленочные и глобулярные микро- и наноструктуры обнаружены в образцах из рудных зон Промежуточной и Южной. Толщина пленок ~ 80–200 нм и размер глобул ~ 250–670 нм характерны для наноструктур золота зоны Промежуточной. Золото из рудной зоны Южной имеет сложную микроморфологию. В нем, наряду с мелкозернистым строением, выявлены участки со специфической микроструктурой, состоящей из ритмически следующих друг за другом полусферических пленок нанометровой толщины (~ от 50 до 450 нм), и участки с тонкодисперным золотом, состоящим из наночастиц Au.

Присутствие наноразмерного золота разной морфологии указывает на сложные физико-химические условия образования и многоэтапный процесс отложения золота на месторождении Пионер.

Благодарности

Авторы благодарны уважаемым рецензентам за внимательное прочтение работы и сделанные критические замечания и ценные советы, что позволило улучшить качество данной рукописи.

Литература

Адамсон А. (1979). Физическая химия поверхностей. М.: Мир, 568 с.

Беневольский Б.И. (2002). Золото России. М.: Геоинформцентр, 402 с.

Викентьев И.В. (2015). Невидимое и микроскопическое золото в пирите: методы исследования и новые данные для колчеданных руд Урала. *Геология рудных месторождений*, 57(4), с. 267–298. https://doi.org/10.7868/S001677701504005X

Власов Н.Г., Курник Л.П. (2013). Роль субмеридиональных геологических структур в формировании рудных узлов Приамурья. *Разведка и охрана недр*, 7, с. 7–11.

Волков А.В., Генкин А.Д., Гончаров В.И. (2007). О формах нахождения золота в рудах месторождений Наталкинское и Майское (Северо-Восток России). *Тихоокеанская геология*, 25(6), с. 18–29.

Железняк А.С., Иоффе И.И. (1974). Методы расчета многофазных жидкостных реакторов. Л.: «Химия», 320 с.

Загайнов В.Г. (2009). Современные проблемы обогащения ультратонкого золота. *Горн. журн. Казахстана*, (8), с. 16–21.

Золоторудные месторождения России (2010). под ред. М.М. Константинова. М.: Акварель, 349 с.

Калинин Ю.А., Кужугет Р.В., Хусаинова А.С., Гаскова О.Л., Бутанаев Ю.В. (2022). Эволюция золота в зоне окисления месторождения Копто (Республика Тыва, Россия). *Геология и геофизика*, 63(7), с. 956–970. https://doi.org/10.15372/GiG2021162

Конеев Р.И. (2006). Наноминералогия золота, СПб: DELTA, 220 с.

Константинов М.М. (2006). Золоторудные провинции мира. М: Научный мир, 358 с.

Кузнецова И.В., Сафронов П.П. (2021). Самородное золото кор выветривания Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье). *Литосфера*, 21(2), с. 239–255. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-2-239-255

Мельников А.В., Степанов В.А., Вах А.С., Вьюнов Д.Л., Дементиенко А.И., Пересторонин А.Е. (2017). Месторождения рудного золота Приамурской провинции. Благовещенск: АмГУ, ДВО РАН, Амурское отделение РМО, 150 с.

Меретуков М.А. (2007). Золото и природное углеродистое вещество. М.: Руда и Металлы, 112 с.

Моисеенко В.Г. (2007). От атомов золота через кластеры, нано- и микроскопические частицы до самородков благородного металла. Благовещенск: ДВО РАН, Амурское отделение РМО, 187 с.

Моисеенко В.Г. (2008). Вопросы наногеохимии золота. Наногеохимия золота. Владивосток: Дальнаука, с. 98–100.

Моисеенко В.Г. (2010). Роль наноразмерного золота в образовании россыпей благородного металла. Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения. Новосибирск: Изд-во «Апельсин», с. 453–456.

Моисеенко Н.В. (2011). Минералы-концентраторы самородного золота в рудах Покровского месторождения. *ЗРМО*, 4, с. 72–79.

Моисеенко В.Г., Кузнецова И.В. (2017). Взаимосвязь урана, золота и углерода в рудообразовании. *Международный журнал гуманитарных и естественных наук*, 12, с. 40–46.

Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В. (2012). Концентрация наноминералов золота в процессе образования руд Покровского месторождения. *Доклады АН*, 444(1), с. 73–76.

Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В., Сафронов П.П. (2010). Наноразмерное золото в рудах Покровского месторождения. *Доклады АН*, 435(4), с. 527–530.

Моисеенко В.Г., Степанов В.А. (2008). Приамурская золотоносная провинция Тихоокеанского рудного пояса. Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, с. 131–145.

Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. (1996). Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 352 с.

Моисеенко Н.В., Сафронов П.П. (2016). Особенности блеклых руд месторождения Пионер (Приамурье). Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: *Четвертая Всероссийская научная конференция*. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, с. 70–72.

Моисеенко Н.В., Сафронов П.П. (2013). Особенности сурьмяной минерализации золоторудного месторождения Пионер. *Материалы Всероссийской конференции Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений*. Москва: ИГЕМ РАН, с. 92–93.

Моисеенко Н.В., Сафронов П.П., Воропаева Е.Н. (2012). Особенности золоторудной минерализации месторождения Пионер. *Сб.: Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии*. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, с. 106–107.

Моисеенко Н.В., Сафронов П.П., Воропаева Е.Н. (2013). Особенности самородного золота месторождения Пионер (Приамурье). *Естественные и технические науки*, 1(63), с. 136–139.

Моисеенко Н.В., Сафронов П.П., Дементиенко А.И. (2014). Золото-сульфосольно-антимонитовая ассоциация месторождения Пионер (Приамурье). *Сб.: Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Третья Всероссийская научная конференция*. ИГиП ДВО РАН, с. 135–138.

Моисеенко Н.В., Сафронов П.П., Воропаева Е.Н. (2014). Минералы-спутники микроскопического и наноразмерного золота месторождения Пионер (Приамурье). *Известия Самарского научного центра Российской академии наук*, 16(1–3), с. 917–919.

Наумов В.А., Наумова О.Б. (2019). Формы нахождения и перспективы освоения золота в природных и техногенно-минеральных образованиях западного Урала. *Вестник Пермского университета. Геология*, 18(1), с. 55–63. https://doi.org/10.17072/psu.geol.18.1.55

Немеров В.К., Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Сухов Б.Г., Трофимов Б.А. (2009). Нанодисперсное состояние металлов и их миграция в углеродистых природных средах. *Доклады академии наук*, 425(2), с. 233–236.

Орлова Н.И., Власов Н.Г., Голицин Ю.А., Казанцев А.Е., Ожогин Д.О., Спорыхина Л.В. (2013). Коры выветривания и связанные с ними зоны окисления золоторудных месторождений Амурской области. *Разведка и охрана недр*, 7, с. 45–52. https://doi.org/10.15372/GIPR20240506

Осовецкий Б.М. (2013). Природное нанозолото. Пермь: Перм. гос. нац. ун-т., 176 с.

Петровская Н.В. (1973). Самородное золото. М.: Наука, 348 с.

Прусс Ю.В. (1987). Проблема учета запасов «мелкого» и «тонкого» золота россыпей. *Разведка и охрана недр*, (12), с. 22–23.

Радомский С.М., Радомская В.И. (2013). Гранулометрический состав золотосодержащих фракций Покровского месторождения Верхнего Приамурья. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*, (10), с. 173–175.

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Сильянов С.А., Лобанов К.В., Леонтьев С.И., Калинин Ю.А., Савичев А.А., Тишин П.А. (2019а). Рудогенез месторождения золота Олимпиада (Енисейский кряж, Россия). *Геосферные исследования*, (1), с. 17. https://doi.org/10.17223/25421379/10/2

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Сильянов С.А., Бабенков Д.Е. (2019б). Изучение форм нахождения золота в рудах и хвостах ЗИФ Олимпиадненского ГОКа. *Горный журнал*, (4), с. 54–59. https://doi.org/10.17580/gzh.2019.04.12

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Вульф М.В., Полева Т.В., Чекушин В.С., Олейникова Н.В. (2008). Ассоциации микро- и наноразмерных обособлений благороднометалльного комплекса в рудах. *Журнал Сибирского федерального университета. Серия «Техника и технологии»*, 1, с. 17–32.

Сафронов П.П. (2023). О происхождении наноразмерного золота в природе. Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. *VI Всероссийская научная конференция с международным участием*. Владивосток: Изд-во ДВФУ, с. 442–446.

Сафронов П.П., Кузнецова И.В. (2016). Нанозолото в породах, ассоциирующих с самородным золотом в техногенных россыпях Приамурья. *Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии*: *IV-я Всерос. науч. конф*. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, с. 112–115.

Сафронов П.П., Кузнецова И.В. Максимов С.О. (2023). Углеродистое вещество в рудно-россыпных системах с благороднометальной минерализацией. *Вестник ДВО РАН*, 5(231), с. 52–81.

Сафронов П.П., Моисеенко Н.В., Моисеенко В.Г. (2011). Наноразмерное самородное золото в минералах месторождения Пионер (Приамурье) по данным электронномикроскопических исследований. *Материалы XVII Российского симпозиума по растровой электронной микроскопии и аналитическим методам исследования твёрдых тел* (РЭМ-2011). Черноголовка, с. 206.

Сафронов П.П., Школьник Э.Л. (2012). Теллуридо-селенидная благороднометальная минерализация в месторождениях карлинского типа. *Сб.: Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии*: *Вторая Всерос-я. Науч. конф-я.* Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, с. 140–143.

Сергеев Г.Б. (2003). Нанохимия, М.: Изд-во МГУ, 288 с.

Сидорова Н.В., Волков А.В., Ковальчук Е.В., Минервина Е.А., Левицкая Л.А. (2022). «Невидимое» золото и другие элементы примеси в пирите и арсенопирите вкрапленных руд месторождения Кючус (Республика Саха-Якутия). *Геология рудных месторождений*, 64(5), с. 451–461.

Степанов В.А. (2000). Геология золота, серебра и ртути. Часть 2. Золото и ртуть Приамурской провинции. Владивосток: Дальнаука, 161 с.

Школьник Э.Л., Сафронов П.П., Кононов В.В., Орлов В.И., Кельмачев В.Л. (2012). Новая оценка особенностей золоторудной минерализации карлинского типа на основе детального минералого-геохимического изучения и анализа геологической ситуации. *Рудник будущего*, 1(9), с. 29–32.

Яновский В.М. (2004). Золоторудные месторождения в углеродистых терригенных комплексах. Модели гидротермально-метасоматического оруденения. *Успехи современного естествознания*, 2, с. 87–92.

Fleet M.E., Mumin A.H. (1997). Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis. *Amer. Miner*., 82(1–2), pp. 182–193. https://doi.org/10.2138/am-1997-1-220

Frimmel H. E., Minter W. E. L. (2002). Recent developments concerning the geological history and genesis of the Witwatersrand gold deposits, South Africa. *Society of Economic Geologists*. *Special Publication*, 9, pp. 17–45. https://doi.org/10.5382/SP.09.02

Klabunde K.J. (1994). Free Atoms, Clasters and Nanosized Particles. San Diego. etc.: Academic Press, 311 p.

Silyanov S.A., Sazonov A.M, Zvyagina Y.A., Savichev A.A., Lobastov B.M. (2021). Gold in the Oxidized Ores of the Olympiada Deposit (Eastern Siberia, Russia). *Minerals*, (11), p. 190. https://doi.org/10.3390/min11020190

Spangenberg J. Frimmel H.E. (2001). Basin-internal derivation of hydrocarbons in the Witwatersrand Basin, South Africa: evidence from bulk and molecular $\delta^{13}C$ data. *Chemical Geology*, 173(4), pp. 339–355. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00283-7

Сведения об авторах

Петр Петрович Сафронов – кандидат физ.-мат. наук, старший научный сотрудник лаборатории геохимии, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

Россия, 690022, Владивосток, пр-т. 100-летия Владивостока, д. 159

e-mail: psafronov@mail.ru

Наталья Валентиновна Моисеенко – кандидат геол.-минерал. наук, научный сотрудник лаборатории рудогенеза, Институт геологии и природопользования ДВО РАН

Россия, 675000, Благовещенск, Рёлочный пер., д. 1

e-mail: kaunamka82@mail.ru

Инна Владимировна Кузнецова – кандидат геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник лаборатории рудогенеза, Институт геологии и природопользования ДВО РАН
Россия, 675000, Благовещенск, Рёлочный пер., д. 1
e-mail: kuzia67@mail.ru

Статья поступила в редакцию 01.07.2024;
Принята к публикации 17.10.2024;
Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Nano-Gold and Film-Globular Nanostructures in Samples of Native Gold Deposit Pioneer (Amur Region, Russia)

P.P. Safronov[1], N.V. Moiseenko[2], I.V. Kuznetsova[2]*
[1]*Far East Geological Institute of the Far Eastem Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*
[2]*Institute of Geology and Environmental Management of the Far Eastem Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveschensk, Russian Federation*
[*]*Corresponding author: Petr P. Safronov, e-mail: psafronov@mail.ru*

Abstract. The study of native gold from several ore zones of the Pioneer field (Amur). In the samples found: nano-gold of various morphology, varying size and composition, as well as complex micro- and nanostructures (film, film layered rhythmic, globular, fine disperse, etc.).

In clay-micaceous mineral phases associated with native gold, an isometric and spheroidal nanogold visible under an electron microscope with particle sizes ~ 30–600 nm and a composition of both pure gold (sample 1000‰) and silver impurities (sample ~ 980‰). In the matrix of the same mineral phases, an invisible ultra-thin nanogold was detected, which is recorded by energy dispersive X-ray analysis (size < 30–50 nm, its sample is 1000‰). The genesis of the above types of nanogold is associated primarily with imperfections (defects) in the crystalline structure of the minerals that make up the gold-associating rock. These defects were geochemical barriers on which thin and ultra-thin gold was deposited.

A xenomorphic nano-gold is also mounted on the surface of a row of golden, with elongated shapes dominating the particles. The particle sizes of this gold range from the first tens of nanometers to 600–700 nm, although there are particles up to 1000 nm in length and sample 803‰.

Various film and globular structures, represented by stratified rhythmic nano-formations consisting of alternating gold films, planar and curved films on the gold surface and globular particles, have been identified in a number of samples of native gold (globules) of gold. The thickness of the films generally varies in the range of ~ 50 to 450 nm, and the size of the globule – from 250 to 670 nm, the composition is different. Mean sample of gold films from the Southern Ore Zone 948‰ in Intermediate 880‰.

The complex structure of the gold with the presence of various micro- and nanostructures indicates the multi-stage processes of formation of native gold in different ore zones of the Pioneer deposit.

Keywords: native gold, nano-gold, ultrafine gold, films, globules, metasomatic rock-matrix, geochemical barriers

Recommended citation: Safronov P.P., Moiseenko N.V., Kuznetsova I.V. (2025). Nano-Gold and Film-Globular Nanostructures in Samples of Native Gold Deposit Pioneer (Amur Region, Russia). *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 162–177. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.9

References

Adamson A. (1979). Physical Chemistry of Surfaces. Moscow: Mir, 568 p. (In Russ.)

Benevol'skii B.I. (2002). Gold of Russia. Moscow: Geoinformtsentr, 402 p. (In Russ.)

Fleet M.E., Mumin A.H. (1997). Gold-bearing arsenian pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis. *Amer. Miner*., 82(1–2), pp. 182–193. https://doi.org/10.2138/am-1997-1-220

Frimmel H. E., Minter W. E. L. (2002). Recent developments concerning the geological history and genesis of the Witwatersrand gold deposits, South Africa. *Society of Economic Geologists*. *Special Publication*, 9, pp. 17–45. https://doi.org/10.5382/SP.09.02

Gold ore deposits of Russia. (2010). Ed. M.M. Konstantinov. Moscow: Akvarel', 349 p. (In Russ.)

Kalinin Yu.A., Kuzhuget R.V., Khusainova A.S., Gaskova O.L., Butanaev Yu.V. (2022). Evolution of gold in the oxidation zone of the Kopto deposit (Republic of Tyva, Russia). *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 63(7), pp. 956–970. (In Russ.) https://doi.org/10.15372/GiG2021162

Klabunde K.J. (1994). Free Atoms, Clasters and Nanosized Particles. San Diego. etc.: Academic Press, 311 p.

Koneev R.I. (2006). Nanomineralogy of gold. St. Petersburg: DELTA, 220 p. (In Russ.)

Konstantinov M.M. (2006). Gold mining provinces of the world. Moscow: Nauchnyi mir, 358 p. (In Russ.)

Kuznetsova I.V., Safronov P.P. (2021). Native gold of weathering crusts of the Nizhne-Selemdzhinsky gold-bearing cluster (Amur region). *Litosfera = Lithosphere*, 21(2), pp. 239–255. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-2-239-255

Mel'nikov A.V., Stepanov V.A., Vakh A.S., V'yunov D.L., Dementienko A.I., Perestoronin A.E. (2017). Ore gold deposits of the Amur province. Blagoveshchensk: AmSU, FEB RAS, Amur branch of the RMO, 150 p. (In Russ.)

Meretukov M.A. (2007). Gold and natural carbonaceous matter. Moscow: Ruda i Metally, 112 p. (In Russ.)

Moiseenko N.V. (2011). Minerals-concentrators of native gold in ores of the Pokrovskoe deposit. *ZRMO*, 4, pp. 72–79. (In Russ.)

Moiseenko N.V., Safronov P.P. (2013). Peculiarities of antimony mineralization of the Pioneer gold deposit. *Proc. All-Russian Conference Ore-forming processes: from genetic concepts to forecasting and discovery of new ore provinces and deposits*. Moscow: IGEM RAN, pp. 92–93. (In Russ.)

Moiseenko N.V., Safronov P.P. (2016). Features of fahlores of the Pioneer deposit (Priamurye). *Issues of geology and integrated development of natural resources of East Asia: Fourth All-Russian scientific conference*. Blagoveshchensk: IGiP DVO RAN, pp. 70–72. (In Russ.)

Moiseenko N.V., Safronov P.P., Dementienko A.I. (2014). Gold-sulfosalt-antimonite association of the Pioneer deposit (Amur region). *Issues of geology and integrated development of natural resources of East Asia: Third All-Russian scientific conference*. IGiP DVO RAN, pp. 135–138. (In Russ.)

Moiseenko N.V., Safronov P.P., Voropaeva E.N. (2012). Peculiarities of gold mineralization of the Pioneer deposit. *Issues of geology and integrated development of natural resources of East Asia*. Blagoveshchensk: IGiP DVO RAN, pp. 106–107. (In Russ.)

Moiseenko N.V., Safronov P.P., Voropaeva E.N. (2013). Peculiarities of native gold of the Pioneer deposit (Amur region). *Estestvennye i tekhnicheskie nauki*, 1(63), pp. 136–139. (In Russ.)

Moiseenko N.V., Safronov P.P., Voropaeva E.N. (2014). Associated minerals of microscopic and nanosized gold of the Pioneer deposit (Amur region). *Izvestiya Samarskogo nauchnogo tsentra Rossiiskoi akademii nauk*, 16(1–3), pp. 917–919. (In Russ.)

Moiseenko V.G. (2007). From gold atoms through clusters, nano- and microscopic particles to noble metal nuggets]. Blagoveshchensk: AmSU, FEB RAS, Amur branch of the RMO, 187 p. (In Russ.)

Moiseenko V.G. (2008). Gold nanogeochemistry issues. *Gold nanogeochemistry*. Vladivostok: Dal'nauka, pp. 98–100. (In Russ.)

Moiseenko V.G. (2010). The role of nanosized gold in the formation of noble metal placers. *Placers and deposits of weathering crusts: modern problems of research and development*. Novosibirsk: Apelsin Publishing House, pp. 453–456. (In Russ.)

Moiseenko V.G., Eirish L.V. (1996). Gold ore deposits of the East of Russia. Vladivostok: Dal'nauka, 352 p. (In Russ.)

Moiseenko V.G., Kuznetsova I.V. (2017). The relationship of uranium, gold and carbon in ore formation. *Mezhdunarodnyi zhurnal gumanitarnykh i estestvennykh nauk*, 12, pp. 40–46. (In Russ.)

Moiseenko V.G., Moiseenko N.V. (2012). Concentration of gold nanominerals during the formation of ores of the Pokrovskoe deposit. *Doklady AN*, 444(1), pp. 73–76. (In Russ.)

Moiseenko V.G., Moiseenko N.V., Safronov P.P. (2010). Nanosized gold in ores of the Pokrovskoe deposit. *Doklady AN*, 435(4), pp. 527–530. (In Russ.)

Moiseenko V.G., Stepanov V.A. (2008). Priamurskaya gold-bearing province of the Pacific ore belt. *Tikhookeanskii rudnyi poyas: materialy novykh issledovanii*. Vladivostok: Dal'nauka, pp. 131–145. (In Russ.)

Naumov V.A., Naumova O.B. (2019). Forms of occurrence and prospects for gold development in natural and technogenic mineral formations of the Western Urals. *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya = Bulletin of Perm University. Geology*, 18(1), pp. 55–63. (In Russ.) https://doi.org/10.17072/psu.geol.18.1.55

Nemerov V.K., Razvozzhaeva E.A., Spiridonov A.M., Sukhov B.G., Trofimov B.A. (2009). Nanodispersed state of metals and their migration in carbonaceous natural environments. *Doklady akademii nauk*, 425(2), p. 233–236. (In Russ.)

Orlova N.I., Vlasov N.G., Golitsin Yu.A., Kazantsev A.E., Ozhogin D.O., Sporykhina L.V. (2013). Weathering crusts and associated oxidation zones of gold ore deposits in the Amur Region. *Razvedka i okhrana nedr*, 7, pp. 45–52. (In Russ.) https://doi.org/10.15372/GIPR20240506

Osovetskii B.M. (2013). Natural nanogold. Perm: Perm state nat. univ., 176 p. (In Russ.)

Petrovskaya N.V. (1973). Native gold. Moscow: Nauka, 348 p. (In Russ.)

Pruss Yu.V. (1987). The problem of accounting for reserves of "small" and "fine" placer gold. *Razvedka i okhrana nedr*, (12), pp. 22–23. (In Russ.)

Radomskii S.M., Radomskaya V.I. (2013). Granulometric composition of gold-bearing fractions of the Pokrovskoe deposit in the Upper Amur region. *Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTs RAN*, (10), pp. 173–175. (In Russ.)

Safronov P.P. (2023). On the origin of nanosized gold in nature. *Geological processes in the settings of subduction, collision and sliding of lithospheric plates: VI All-Russian scientific conference.* Vladivostok: DVFU, pp. 442–446. (In Russ.)

Safronov P.P., Kuznetsova I.V. (2016). Nanogold in rocks associated with native gold in technogenic placers of the Amur region. *Issues of geology and integrated development of natural resources of East Asia: IV-th All-Russian scientific conf*. Blagoveshchensk: IGiP DVO RAN, pp. 112–115. (In Russ.)

Safronov P.P., Kuznetsova I.V. Maksimov S.O. (2023). Carbonaceous matter in ore-placer systems with noble metal mineralization. *Vestnik DVO RAN*, 5(231), pp. 52–81. (In Russ.)

Safronov P.P., Moiseenko N.V., Moiseenko V.G. (2011). Nanosized native gold in minerals of the Pioneer deposit (Amur Region) according to electron microscopic studies. *Proc. XVII Russian Symposium on Scanning Electron Microscopy and Analytical Methods of Solid State Research (REM-2011)*. Chernogolovka, p. 206. (In Russ.)

Safronov P.P., Shkol'nik E.L. (2012). Telluride-selenide noble metal mineralization in Carlin-type deposits. *Issues of Geology and Integrated Development of Natural Resources of East Asia: Second All-Russian. Scientific Conf*. Blagoveshchensk: IGiP DVO RAN, pp. 140–143. (In Russ.)

Sazonov A.M., Zvyagina E.A., Leont'ev S.I., Vul'f M.V., Poleva T.V., Chekushin V.S., Oleinikova N.V. (2008). Associations of micro- and nanosized separations of the noble metal complex in ores. *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Seriya «Tekhnika i tekhnologii»*, 1, pp. 17–32. (In Russ.)

Sazonov A.M., Zvyagina E.A., Sil'yanov S.A., Babenkov D.E. (2019b). Study of the forms of gold in the ores and tailings of the Olimpiadnensky GOK gold processing plant. *Gornyi zhurnal*, (4), pp. 54–59. (In Russ.) https://doi.org/10.17580/gzh.2019.04.12

Sazonov A.M., Zvyagina E.A., Sil'yanov S.A., Lobanov K.V., Leont'ev S.I., Kalinin Yu.A., Savichev A.A., Tishin P.A. (2019a). Ore genesis of the Olimpiada gold deposit (Yenisei Ridge, Russia). *Geosfernye issledovaniya = Geosphere Research*, (1), p. 17. (In Russ.) https://doi.org/10.17223/25421379/10/2

Sergeev G.B. (2003). Nanochemistry. Moscow: Moscow State University, 288 p. (In Russ.)

Shkol'nik E.L., Safronov P.P., Kononov V.V., Orlov V.I., Kel'machev V.L. (2012). New assessment of features of gold ore mineralization of the Carlin type based on detailed mineralogical and geochemical study and analysis of the geological situation. *Rudnik budushchego*, 1(9), pp. 29–32. (In Russ.)

Sidorova N.V., Volkov A.V., Koval'chuk E.V., Minervina E.A., Levitskaya L.A. (2022). "Invisible" gold and other impurity elements in pyrite and arsenopyrite of embedded ores of the Kyuchus deposit (Sakha-Yakutia Republic). *Geologiya rudnykh mestorozhdenii = Geology of ore deposits*, 64(5), pp. 451–461. (In Russ.)

Silyanov S.A., Sazonov A.M, Zvyagina Y.A., Savichev A.A., Lobastov B.M. (2021). Gold in the Oxidized Ores of the Olympiada Deposit (Eastern Siberia, Russia). *Minerals*, (11), p. 190. https://doi.org/10.3390/min11020190

Spangenberg J. Frimmel H.E. (2001). Basin-internal derivation of hydrocarbons in the Witwatersrand Basin, South Africa: evidence from bulk and molecular δ^{13}C data. *Chemical Geology*, 173(4), pp. 339–355. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00283-7

Stepanov V.A. (2000). Geology of gold, silver and mercury. Part 2. Gold and mercury of the Primorskaya province. Vladivostok: Dal'nauka, 161 p. (In Russ.)

Vikent'ev I.V. (2015). Invisible and Microscopic Gold in Pyrite: Research Methods and New Data for Pyrite Ores of the Urals. *Geologiya rudnykh mestorozhdenii = Geology of Ore Deposits*, 57(4), pp. 267–298. (In Russ.) https://doi.org/10.7868/S001677701504005X

Vlasov N.G., Kurnik L.P. (2013). The Role of Submeridional Geological Structures in the Formation of Ore Clusters in the Amur Region. *Razvedka i okhrana nedr*, 7, pp. 7–11. (In Russ.)

Volkov A.V., Genkin A.D., Goncharov V.I. (2007). On the forms of gold occurrence in ores of the Natalkinskoye and Mayskoye deposits (North-East of Russia). *Tikhookeanskaya geologiya = Pacific Geology*, 25(6), pp. 18–29. (In Russ.)

Yanovskii V.M. (2004). Gold ore deposits in carbonaceous terrigenous complexes. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya*, 2, pp. 87–92. (In Russ.)

Zagainov V.G. (2009). Modern problems of ultrafine gold enrichment. *Gorn. zhurn. Kazakhstan* = *Mining Journal of Kazakhstan*, (8), pp. 16–21. (In Russ.)

Zheleznyak A.S., Ioffe I.I. (1974). Methods for calculating multiphase liquid reactors. Leningrad: Khimiya, 320 p. (In Russ.)

About the Authors

Petr P. Safronov – Cand.Sci. (Physics and Mathematics), Researcher of the Geochemistry Laboratory

Far East Geological Institute of the Far Eastem Branch of the Russian Academy of Sciences

159 Prospect 100-letya of Vladivostok, Vladivostok-22, 690022, Russian Federation

e-mail: psafronov@mail.ru

Natalya V. Moiseenko – Cand.Sci. (Geology and Mineralogy), Researcher of the Oregenesis` Laboratory

Institute of Geology and Environmental Management of the Far Eastem Branch of the Russian Academy of Sciences

1 Relochny Lane, Blagoveshchensk, Amur region, 675000, Russian Federation

e-mail: kaunamka82@mail.ru

Inna V. Kuznetsova – Cand.Sci. (Geology and Mineralogy), Researcher of the Oregenesis` Laboratory

Institute of Geology and Environmental Management of the Far Eastem Branch of the Russian Academy of Sciences

1 Relochny Lane, Blagoveshchensk, Amur region, 675000, Russian Federation

e-mail: kuzia67@mail.ru

Manuscript received 1 July 2024;
Accepted 17 October 2024; Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georс.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.7

УДК 553.411 (571.1)

Минералого-геохимическая характеристика россыпного и рудного золота района верховий р. Амазар (Могочинский золоторудный район, восточное Забайкалье)

В.В. Колпаков[*], *П.А. Неволько*, *Д.Е. Дранишникова*

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН, Новосибирск, Россия

Проведено детальное изучение золота из россыпей и элювия рудных зон Амазарканского месторождения, находящихся в бассейне трех верхних притоков р. Амазар. Россыпи расположены на незначительном удалении от коренных источников. Гипергенная преобразованность золота слабая и выражается в наличии на частицах Au высокопробных кайм, кайм петровскаита, новообразованного золота. Для золота из элювия характерна пробность 650–800‰. Эндогенные особенности химического состава унаследуются золотом россыпей, но в россыпях преобладает или значимо присутствует более высокопробное (выше 850‰) золото. В золоте руд (1,2) и россыпей (3–5) установлены следующие ассоциации минералов-включений: 1) халькопирит, сфалерит, сульфотеллуриды Bi (с Pb, Se); 2) галенит, тетрадимит, цумоит, минералы состава BiPbTeS, SbPbBiFeTe; 3) арсенопирит, пирротин, герсдорфит, аллоклазит, тетрадимит; 4) галенит, тетрадимит, Bi-содержащие сульфосоли (с Pb, Sb, иногда Se), цумоит, ауростибит; 5) арсенопирит, герсдорфит, кобальтит, галенит, тетрадимит, висмутин. Нерудные минералы представлены кварцем, турмалином, мусковитом, сидеритом, калиевым полевым шпатом, эпидотом. Зависимости между пробностью золота и наличием в нем включений того или иного минерала нет. Золотое оруденение разных стадий пространственно совмещено, а на верхних горизонтах рудных тел, вероятно, происходило переотложение золота с укрупнением и повышением пробности. Такое золото характерно для россыпей рек Верхне-Амазарского рудного узла (Амазаркан, Большой Амазар, Васильевка). Среди включений в золоте преобладают галенит и минералы Bi (ассоциация 4), реже встречается ассоциация 3. К коренным источникам золота россыпи р. Малый Амазар, вероятно, в большей мере относится оруденение относительно глубокого уровня (мезотермальное). Включения минералов Bi в золоте редки, галенит ассоциирует не с ними, а с арсенопиритом (ассоциация 5). Ассоциация галенита и минералов Bi во включениях в золоте характерна и для россыпей других районов восточного Забайкалья, где золотое оруденение связано с гранитоидами амуджиканского или шахтаминского комплексов.

Ключевые слова: золото, минералы-включения в золоте, минеральные ассоциации, пробность золота, золотое оруденение, россыпи золота, Могочинский выступ

Для цитирования: Колпаков В.В., Неволько П.А., Дранишникова Д.Е. (2025). Минералого-геохимическая характеристика россыпного и рудного золота района верховий р. Амазар (Могочинский золоторудный район, восточное Забайкалье). *Георесурсы*, 27(1), с. 178–193. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.7

Введение

Могочинский золоторудный район приурочен к Пришилкинской мобильной зоне Монголо-Охотского складчатого пояса, в которой сконцентрировано значительное количество месторождений золота восточного Забайкалья. В характеризуемом районе, охватывающем бассейны трех верхних притоков р. Амазар и находящемся на стыке Верхне-Амазарского (Au) и Урюмского (Au, Mo, Cu) рудных узлов, известны среднее по масштабам Амазарканское и более крупное Уконикское месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации, пункты минерализации Au, Pb, Sb, Bi и россыпи золота. Месторождения были подготовлены к освоению сравнительно недавно, лишь в начале 1970-х годов. Золотое оруденение локализовано в архейских сланцах и гнейсах и генетически связано с гранитоидами амуджиканского комплекса (J_3). Месторождения, связанные с интрузиями гранитоидов (чаще всего юрско-мелового возраста), или, золото-редкометальные, широко распространены. Они возникают в обстановках коллизии и активных континентальных окраин, в надинтрузивных или апикальных

[*] Ответственный автор: Владислав Владимирович Колпаков
e-mail: vladk@igm.nsc.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

зонах, в различных по составу и строению геологических структурах (Волков, Сидоров, 2018). На востоке России месторождения этого типа приурочены к Монголо-Охотскому (Средне-Голготайское), Сихотэ-Алиньскому (Кировское), Охотско-Чукотскому (Кекурное), Яно-Колымскому (Бутарное) металлогеническим поясам, известны или прогнозируются они также на юго-востоке и востоке Сибирской платформы – в зоне сочленении Алданского щита и Становой области (Кардашевская и др., 2024), в восточном обрамлении Анабарского щита (Никифорова и др., 2018). Эталонными объектами являются месторождения пояса Тинтин (Аляска): Форт-Нокс, Пого и др. Для большинства месторождений характерны большие запасы, но бедные (до 1,5–2,5 г/т Au) руды. Главными сульфидными минералами являются арсенопирит, пирротин, пирит (Волков, Сидоров, 2018). Запасы золота Амазарканского месторождения на участках Северный и Широтный по категории C_2 составляют 5458 кг, на участках Безымянный, Верхняя, Средняя, Нижняя Саввиха прогнозные ресурсы золота по категории P_2 суммарно оцениваются в 20 тонн (Быбин, Багова, 2014). На месторождении Уконик запасы золота по данным (Быбин, Багова, 2014) оцениваются в 42,7 тонн, а по данным (Seminskiy, 2021) – в 24,5 тонн. Изученность Верхне-Амазарского рудного узла более слабая, чем соседних Урюмского и Давенда-Ключевского. Геологические работы в верховьях р. Амазар проводились в 1927, 1951–1959 (ВСЕГЕИ), в конце 1960-х годов (при разведке Амазарканского месторождения). Интрузии амуджиканского комплекса (Геологическая карта СССР, 1971, лист N-50-XXIV) изучали Ю.А. Билибин, М.Б. Бородаевская, Ю.В. Казицын, Г.В. Александров и др. Рудный район в верховьях р. Амазар выделил в 1962 году Е.М. Лейфман (Геологическая карта СССР, 1971). Сведений о самородном золоте руд и, особенно, россыпей района в опубликованных литературных источниках очень мало, как и общих сведений о месторождениях. Типоморфизм золота целенаправленно почти не изучался. Целью данной работы является установление коренных источников золота россыпей на основе изучения его типоморфных свойств, выявление индикаторных для гранитогенного золотого оруденения признаков золота. В связи с этим решались следующие задачи: детальное изучение морфологии, химического состава золота, определение набора и ассоциаций минералов, находяшихся во включениях в золоте или в сростках с ним, и вариаций этих признаков в рудах и россыпях района; сопоставление полученных данных с данными по другим районам восточного Забайкалья, где золотое оруденение связано с интрузиями и дайками амуджиканского или шахтаминского (J_{2-3}) комплексов. Фактическим материалом послужила коллекция золота Г.В. Нестеренко с Амазарканского месторождения и из россыпей Верхне-Амазарского рудного узла, а также из россыпи р. Малый Амазар, в верховьях которой находится месторождение Уконик. Комплексное изучение золота россыпей дает ценную генетическую информацию и позволяет выявить типоморфные для золотого оруденения признаки, что может быть использовано в прогнозно-поисковых целях и остается актуальным.

Материалы и методы

В основу работы положен фактический материал из коллекции Г.В. Нестеренко, собранный им в 1968 году, когда проводилась разведка Амазарканского месторождения. Это выборки золота из россыпей, а также выборки золота и остатки шлиховых концентратов, полученные из элювия рудных зон и вмещающих пород Амазарканского месторождения. После фотографирования под бинокулярным микроскопом (ЛОМО, камера FHD V2, 21 Мрх, Китай), из зерен Au были изготовлены полированные шашки-аншлифы на эпоксидной основе. Поиск минералов-включений в золотинах осуществлялся под рудным микроскопом AxioScope A.1 (Zeiss, Япония), зерна Au с включениями минералов или с неоднородным внутренним строением также фотографировались. Минералы-включения в золоте определялись при помощи сканирующего электронного микроскопа (SEM) MIRA 3 LMU (Tescan Ltd, Чехия) с системой микроанализа INCA Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments Ltd–NanoAnalysis Ltd) с термополевой эмиссией. Химический состав золотин на 4 главных компонента макросостава (Au, Ag, Hg, Cu) определялся на электронном микрозонде JEOL JXA-8100 (Япония) с использованием волнового дисперсионного спектрометра (WDS) с тонко сфокусированным пучком (< 2 мкм). Пределы обнаружения Au, Ag, Hg, Cu составили 0,1 мас.%. Состав золотин с однородным внутренним строением определялся в одной точке, с неоднородным – в 2-х и более точках. Гипергенные высокопробные каймы анализировались в единичных случаях (методом SEM), эти анализы при построении графиков не учитывались. Микрозондовый и SEM анализы выполнены в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Краткие сведения о геологическом строении и золотом оруденении района

Амазарканское и Уконикское месторождения (рис. 1), также как и Итакинское, Наседкино, приурочены к вытянутому в широтном направлении выходу архейских пород Могочинского выступа, находящегося в северо-восточной части Пришилкинской мобильной складчатой зоны, примыкающей здесь к Алданскому щиту. Первое относится к штокверковому, Ключевскому типу, второе – к жильному, Дарасунскому (Государственная геологическая карта…, 2010). Золотое оруденение контролируется зонами долгоживущих глубинных разломов северо-восточного и субширотного простираний и генетически связано с интрузиями и дайками гранитоидов амуджиканского (J_3) комплекса (Федчук, Лукин, 1995). Большую часть рассматриваемой площади занимают архейские гнейсы, сланцы, гранулиты, метаморфизованные до гранулитовой фации регионального метаморфизма, и гранитоиды верхнего палеозоя. К зонам разломов приурочены также верхнеюрские и нижнемеловые вулканогенно-осадочные породы.

Амазарканское месторождение локализовано в обоих бортах р. Амазаркан, в верхнем-среднем ее течении и включает в себя участки Безымянный (в северной части месторождения), Северный и Широтный (точка 1 на карте), Верхняя, Средняя, Нижняя Саввиха (Быбин,

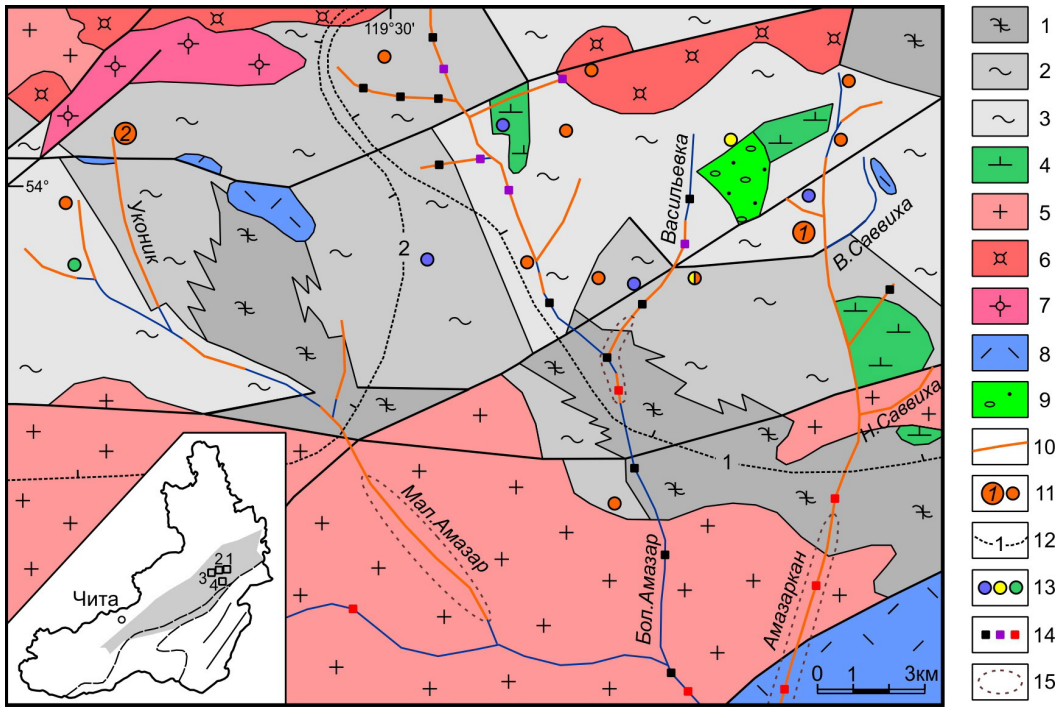


Рис. 1. Схема геологического строения района по (Государственная геологическая карта..., 2010, листы N-50, N-50-XXIV): 1 – биотитовые и аляскитовые гранитогнейсы (AR); 2 – амазарская свита (AR), биотит-пироксеновые гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, гранулиты; 3 – амазарканская свита (AR), биотит-гранатовые, биотит-пироксеновые гнейсы, гранулиты, кристаллические сланцы; 4 – габбро, габбро-нориты (PR_1); 5 – порфировидные граниты, гранодиориты, кварцевые диориты (PZ_3); 6, 7 – амуджиканский комплекс (J_3); мелко-среднезернистые биотит-роговообманковые гранодиорит-порфиры, гранодиориты, кварцевые диориты (6), гигантопорфировые биотит-роговообманковые граниты (7); 8 – фельзиты, кварцевые порфиры, андезитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии (J_3); 9 – конгломераты, песчаники, алевролиты, андезиты, порфириты, их туфы и туфобрекчии (K_1); 10 – россыпи золота; 11 – Амазарканское (1) и Уконикское (2) месторождения золота, пункты минерализации Au; 12 – границы Верхне-Амазарского Au (1) и Урюмского Au-Mo-Cu (2) рудных узлов; 13 – пункты минерализации Pb, Sb, Bi; 14 – наличие в шлихах минералов W, молибденита, киновари; 15 – опробованные участки россыпей. На врезке серым цветом выделена Пришилкинская Sb-Cu-Mo-Au минерагеническая зона, рудные узлы: 1 – Верхне-Амазарский, 2 – Урюмский, 3 – Итакинский, 4 – Давенда-Ключевской.

Багова, 2014). Рудные тела представлены кварц-(турмалин, карбонат)-серицитовыми, кварц-полевошпатовыми и эпидот-пироксен-хлоритовыми метасоматитами, развитыми по архейским биотит-пироксен-амфиболовым, графитовым сланцам и гнейсам и актинолит-диопсидовыми скарнами, с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Распространены также золотоносные аргиллизиты (Росляков и др., 2010). Главными рудными минералами являются пирит и арсенопирит (Секисов и др., 2014). В эндогенных ореолах золоту сопутствуют Ag, As, B, Bi, Co, Cu, Pb, Sb, Sn, W и др. Золотое оруденение связано как с высокотемпературным процессом (борная минерализация), так и со средне- (As-минерализация) и низкотемпературным (Sb-минерализация) процессами. Морфология и площадной характер рудных тел и их ореолов позволяют ожидать в рудном поле Амазарканского месторождения крупнообъемный золоторудный объект полигенного типа (Жмодик и др., 2012). Содержание сульфидов в рудах в среднем составляет 8–15%, золота – 3 г/т. Руды сильно катаклазированы. Золото пылевидное и мелкое, находится как в сульфидах, так и в свободном виде, максимальный размер золотин достигает 0,5 мм (Секисов и др., 2014). Вещественные составы первичных руд и руд зоны окисления близки. После отработки зоны окисления добыча была приостановлена из-за упорности руд и резкого снижения извлекаемости золота кучным выщелачиванием.

Месторождение Уконик расположено в экзоконтакте одноименного интрузивного массива амуджиканского комплекса, в архейских метаморфических породах. Рудные тела, представляющие собой сеть жил, локализованы в пределах площади шириной 1,5 км и длиной более 4,6 км, вытянутой вдоль контакта, в северо-восточном направлении. Рудоносная площадь насыщена дайками лампрофиров, диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, гибридных порфиров и др., игравшими важную роль в локализации оруденения (Федчук, Лукин, 1995). Жилы сопровождаются березитами, имеют сложное строение и минеральный состав, что обусловлено длительностью и многостадийностью оруденения, его телескопированием и проявлением внутрирудной и пострудной тектоники. Главными минералами являются кварц, карбонаты, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, второстепенными – халькопирит, пирротин, пентландит, марказит, блеклые руды, стефанит (Ag_5SbS_4), висмутин, галеновисмутит, акантит, самородные Ag, Bi. Средние содержания сульфидов в рудах – 30%, золота – 3 г/т. Руды являются комплексными (Au, Ag, As, Pb, Zn). Выделяются кварц-молибденитовая, кварц-турмалиновая, Au-кварц-пиритовая (преобладает), Au-кварц-пирит-арсенопиритовая, Au-полиметаллическая, кварц-халцедон-карбонатная стадии. Кварц-молибденитовая ассоциация распространена очень локально, в самом контакте, кварц-турмалиновая сэродирована и местами сохранилась на флангах

месторождения, кварц-пиритовая распространена повсеместно, кварц-пирит-арсенопиритовая – в центре месторождения, а полиметаллическая не выходит за ее пределы. Тонкодисперсное золото находится в пирите и арсенопирите, а в полиметаллической ассоциации присутствуют более крупные, свободные выделения Au, чаще всего ассоциирующие с галенитом. Доля в рудах золота крупнее 0,2 мм не превышает 5 мас.%. Максимальная золотоносность (10 г/т и более) достигается на участках дробления и пространственного совмещения продуктивных минеральных ассоциаций. Пробность золота составляет 430–800‰ и, зачастую, прямо коррелирует с размером золотин и обратно – с глубиной. Более высокопробное золото характерно только для окисленных руд.

Россыпи золота известны по рекам Большой и Малый Амазар, Амазаркан (с притоками), Васильевка. Средняя мощность торфов равна 3,4–4,5 м, песков – 1,8–2,4 м, в плотике залегают разрушенные гнейсы, сланцы. Промывистость песков хорошая. Преобладающий размер золотин в россыпях – от 0,25 мм до 1 мм. Выход золота такой крупности составляет 80–90 мас.% (Костромин, Попова, 2010).

Результаты

Минералого-геохимическая характеристика золота

Характеристика проб, из которых получено золото, приведена в таблице 1. Опробованные коренные породы были, как правило, выветрелыми, но выход шлиха в них достаточно большой – от 1,2 до 16,2 кг/м^3. В шлихах из элювия преобладают магнетит (98 мас.%, проба 201), или турмалин (97 мас.%, пробы 202, 206), в остальных пробах – пироксен, амфибол, ильменит, гранат. Присутствуют циркон, рутил, анатаз, турмалин, сульфиды, иногда – шеелит, молибденит. Пироксен и амфибол хлоритизированы, а по ильмениту развивается гематит. Минеральный состав шлиха из руслового аллювия р. Амазаркан (в районе устья р. Верхняя Саввиха) следующий: магнетит, ильменит, пироксен, амфибол (преобладают), гранат, сфен, циркон, пирит, халькопирит, апатит, молибденит. Выход шлиха – 3,1 кг/м^3.

Проба	Описание	Число золотин
201, канава 17	Рудоносные скарны, Au – 13 г/т	105
202, канава 19	Турмалинит	60
206, канава 66	Турмалинит, Au – 14 г/т	52
208, канава 19	Сульфидизированные гнейсы	30
203, канава 9	Сульфидизированные гнейсы	6
204, канава 9	Гранулиты вблизи рудного тела	11
205, канава 9	Метасоматиты, рудная зона	37
211 *	Метасоматиты по брекчии, рудная зона	19
р. Амазаркан	Россыпь, РЛ 14, 15, 20, 63	110
р. Васильевка	Россыпь, РЛ 9, 11	19
р. Бол.Амазар	Россыпь, РЛ 69	59
р. Мал.Амазар	Россыпь, РЛ 10, 28, 42	63

Табл. 1. Фактический материал. * Левый борт р. Амазаркан, 200 м выше устья р. Верхняя Саввиха.

Размер золотин из элювия в основном не превышает 0,3 мм, морфология их интерстициальная, жилковидно-пластинчатая, проволочковидная, округлая (рис. 2), цвет от серебристого (рис. 2б) до ярко-желтого, поверхность гладкая, блестящая, часто покрыта бурым налетом гидроокислов Fe, наблюдаются сростки золота с кварцем (рис. 2в).

Размер золотин в россыпях достигает 2 мм и более, преобладающий – 0,25–1,0 мм. По морфологии преобладают уплощенные разновидности неправильной, часто удлиненной формы (рис. 3), окатанность зерен Au средняя, поверхность шероховатая, неровная, охристо-глинистые налеты и примазки иногда находятся в ее углублениях. Присутствуют золотины светло-желтого,

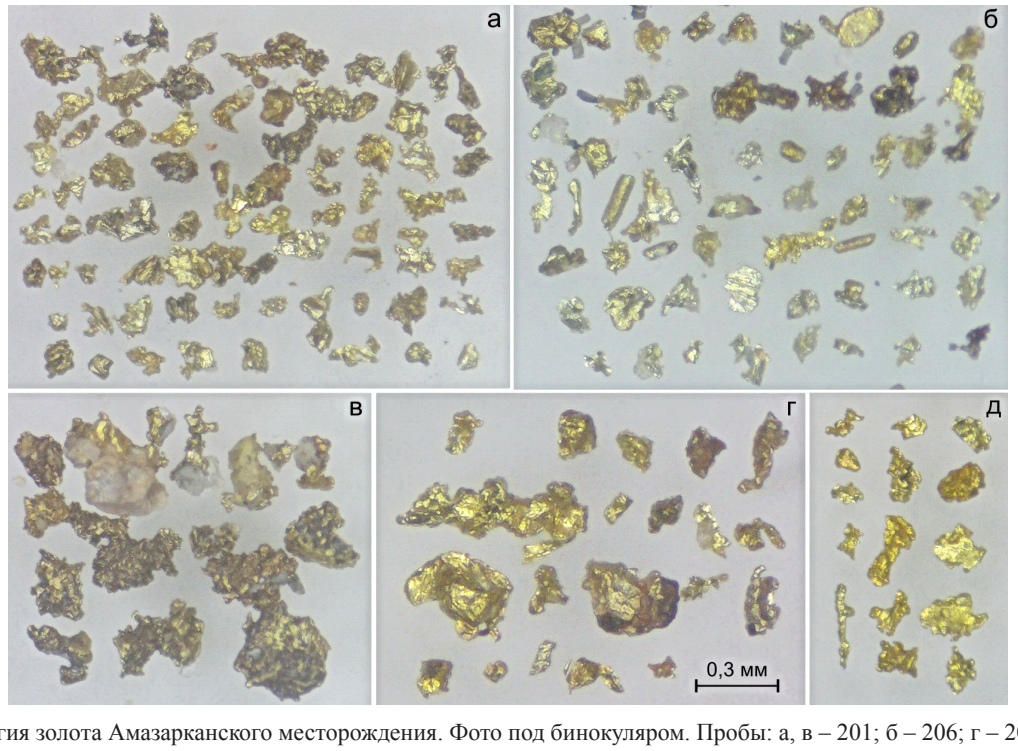


Рис. 2. Морфология золота Амазарканского месторождения. Фото под бинокуляром. Пробы: а, в – 201; б – 206; г – 205; д – 202.

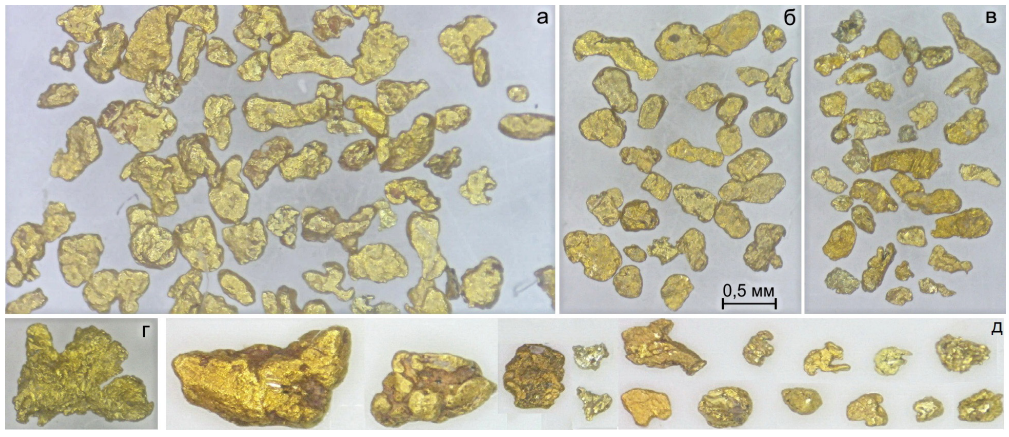


Рис. 3. Морфология золота россыпей. Фото под бинокуляром. Россыпи: а, г – р. Амазаркан; б – р. Бол.Амазар; в – р. Мал.Амазар; д – р. Васильевка.

вплоть до серебристого цвета. В россыпи р. Васильевка крупные золотины имеют комковато-массивную морфологию, остальные – уплощенную, более или менее изометричную форму (рис. 3д).

Вариация пробности золота россыпей (496–999‰) и в пробах из элювия (395–975‰) велика. По россыпям она составляет (‰): р. Амазаркан – 550–990 (среднее 861); р. Большой Амазар – 584–990 (834); р. Васильевка – 672–941 (831); р. Малый Амазар – 496–999 (804). Главные компоненты макросостава золота – Au и Ag. Содержания Cu в Au обычно не превышают 0,1 мас.%, единичные анализы показали 0,11–0,14 и 0,71 мас.% Cu. Содержания Hg в Au – до 0,4 мас.%, в пяти случаях – от 0,84 мас.% до 1,5 мас.%, частота встречаемости примеси ртути в золоте россыпей – 12%, в золоте из элювия – 9%. Распределение пробности золота показано на рисунке 4. Гистограммы пробности золота россыпей р. Амазаркан и рек Большой Амазар, Васильевка имеют сходный характер, максимумы приходятся на интервал 850–950‰, менее выраженные максимумы – в интервалах 750–800‰ или 700–750‰.

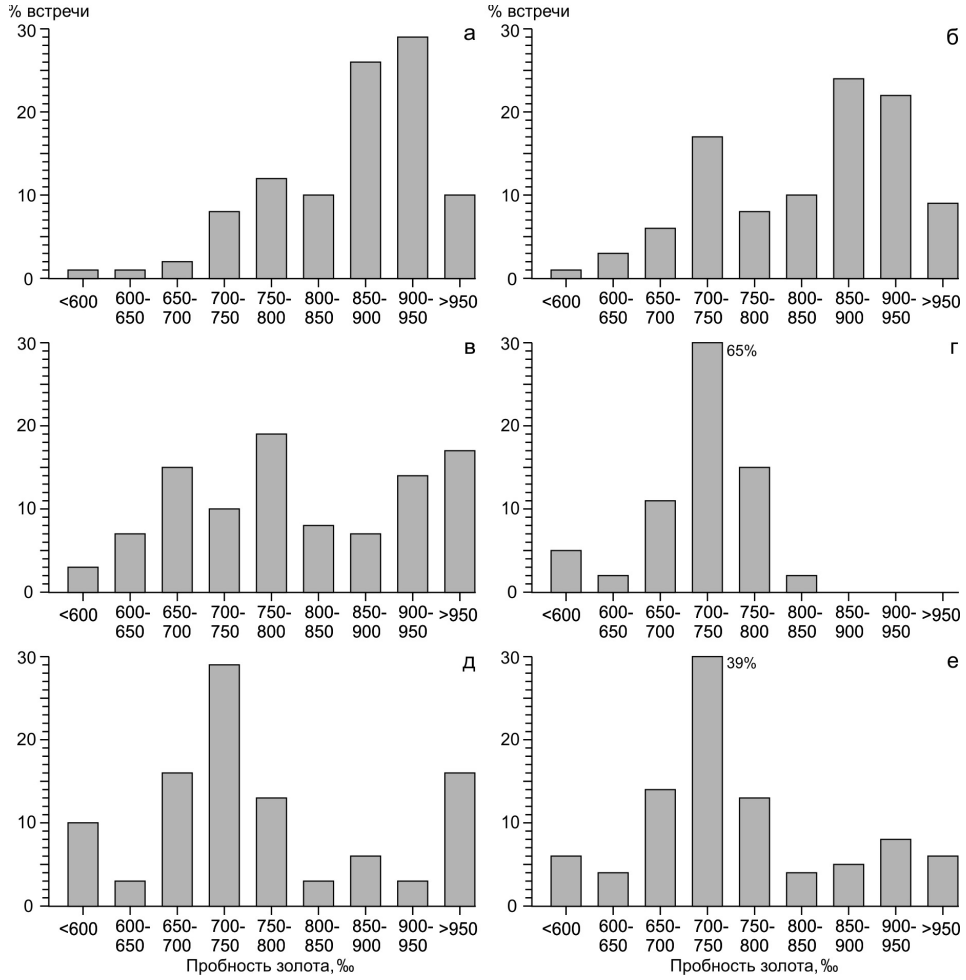


Рис. 4. Гистограммы пробности золота: а – россыпь р. Амазаркан, n = 86; б – россыпи рек Большой Амазар, Васильевка, n = 78; в – россыпь р. Малый Амазар, n = 59; г – проба 201, n = 55; д – проба 206, n = 31; е – пробы 201–211, n = 114.

Частота встречаемости золота с пробностью выше 950‰ – около 10%. Распределение пробности золота россыпи р. Малый Амазар более неоднородно, основные максимумы находятся в интервалах 750–800‰, 650–700‰ и более 900‰, пробность Au выше 950‰ показало около 15% анализов. В пробах 201 и 206 (рис. 4г, д) преобладает золото с пробностью 700–750‰, характер гистограмм близок, за исключением наличия в пробе 206 золота с пробностью выше 850‰, чаще всего – выше 950‰. Проанализированное золото проб 203, 204, 205, 208, 211 (28 анализов) в каждой из них имеет разную пробность, охватывающую широкий ее диапазон, по обобщенной выборке можно выделить основные разновидности золота: с пробностью 900–950‰ и менее 700‰. Сводная гистограмма по пробам из элювия (201–211) приведена на рисунке 4е. По выборкам и россыпного, и «рудного» золота зависимости между пробностью и крупностью золотин нет. Например, 2 самые большие золотины из россыпи р. Васильевка (рис. 3д) имеют пробность 940‰ и 746‰, а пробность относительно крупного и более мелкого золота из пробы 201 (рис. 2в, а) сопоставима.

Высокопробные гипергенные каймы у золота проб из элювия не наблюдаются, у золота из россыпей часто присутствуют четко выраженные, но тонкие каймы выщелачивания. Кроме кайм, высокую пробность показывают либо однородные по химическому составу золотины, либо, редко, зерна Au с выраженной неоднородностью содержания в них Ag (рис. 5). Границы участков с разным содержанием Ag чаще нечеткие, размытые. На неоднородных золотинах из россыпей гипергенные каймы также иногда присутствуют.

На одной из золотин россыпи р. Амазаркан (Л-20) обнаружены наросты пористого гипергенного золота, ассоциирующего с кварц-мусковит-сидерит-содержащим агрегатом (рис. 6). Состав золота приведен в таблице 2.

В центральной части золотины (анализы № 2, 3, 5) в составе Au присутствуют примесь Ag и следы Cu. Гипергенное золото содержит небольшое количество ртути и следы Ag (анализы № 1, 4, 6, 9), один SEM-анализ показал чистое золото (№ 6) и еще два (№ 7, 9) – золото без примеси Ag (только с примесью Hg). Из-за пористости образца сумма не достигает 100%, других элементов, кроме Au, Ag, Hg, Cu, не обнаружено. На рисунке 6б, г, д видно «мозговидное» и слоистое строение Au, наличие слойков, ламеллей и относительно крупных выделений (точка 7) с менее пористым золотом. В участках эндогенного зерна Au, граничащих с гипергенным золотом (№ 8, 10), по данным SEM-анализа, содержание Ag примерно такое-же, как во внутренних частях золотины, но присутствует и примесь Hg. Граница между эндогенным и гипергенным золотом, за исключением нескольких очень небольших участков, четкая, не размытая, что видно на фрагменте № 2. Эндогенная золотина однородна по химическому составу и преобразована слабо, гипергенная кайма на ней развита очень фрагментарно.

Минералы, обнаруженные во включениях в золотинах или в виде сростков с ними, приведены в таблице 3, а частота встречаемости тех или иных минералов-включений в золоте руд и россыпей отображена на рисунке 7.

В золоте пробы 201 чаще всего встречаются включения халькопирита, следующие по распространенности – минералы Bi и сфалерит (рис. 8б, в, з, и). Минералы Bi представлены тетрадимитом, содержащим около 1 мас.% Se, и минералами состава BiPbTeSe, BiPbSeTeS, BiTeSe (4,5–5,5 мас.% Se), BiPbAgS. Минералы Bi, содержащие Se, образуют сростки с халькопиритом, а минерал состава BiPbAgS находится в золотине совместно с тетрадимитом и галенитом. На одной золотине обнаружены наросты петровскаита (Au – 63 мас.%, Ag – 26, Se – 1,5, S – 9) и еще на одной – рыхлого агрегата, состоящего, вероятно, из петровскаита и гипергенного золота (рис. 8д, е), в нейже находится также включение тетрадимита.

В золоте остальных проб с Амазарканского месторождения среди минералов-включений преобладают минералы Bi и галенит (рис. 8г, ж, к). Первые представлены тетрадимитом, цумоитом, минералами состава BiPbTeS, BiTeSeS (с 2,4–5,4 мас.% Se), SbPbBiFeTe (42 мас.% Sb, 25 – Pb, 23 – Bi, 5 – Fe, 2,8 – Te), висмутом (61 мас.% Bi, 16 мас.% O). Примерно в половине случаев тетрадимит содержит 0,3–1,2 мас.% Se. Галенит и минералы Bi могут находиться в золотинах совместно. К краю одного из зерен галенита приурочено очень мелкое выделение теннантита. Одно включение представлено сростком сфалерита с халькопиритом. В краевой части зерна Au с включением висмута (рис. 8л) присутствует также включение плюмбоярозита. Золотина из пробы 211, срез которой приведен на рисунке 8а, имеет интерстиционную морфологию, подобную представленной на рисунке 2в (проба 201). Золото находится в тесном срастании с кварцем и тетрадимитом, минерал состава SbPbBiFeTe выполняет пустоты и межзерновые прожилки в кварце у края золотины.

В золоте россыпи р. Амазаркан чаще всего встречаются минералы Bi, галенит и пирротин. В галените и тетрадимите иногда содержится 0,3–0,7 мас.% Se, в тетрадимите – 5–8 мас.% Pb, в минералах состава PbBiSbS, BiPbSbAgS содержание Sb – 2 мас.% и 8 мас.%,

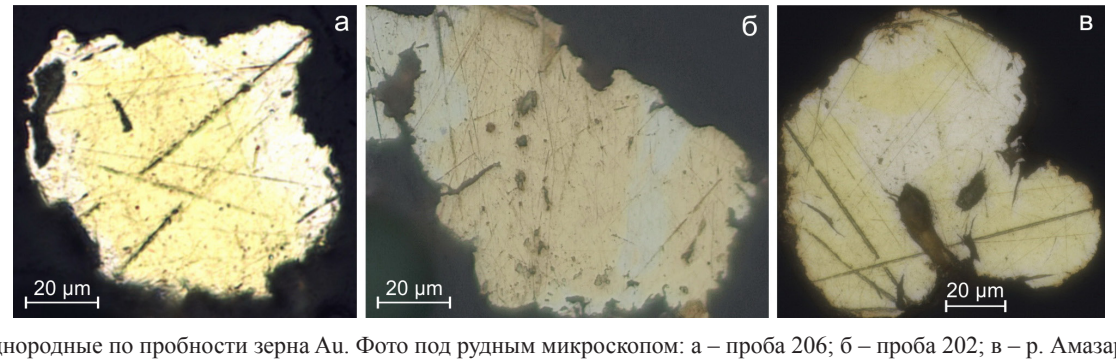


Рис. 5. Неоднородные по пробности зерна Au. Фото под рудным микроскопом: а – проба 206; б – проба 202; в – р. Амазаркан, Л-14.

№	Au	Cu	Hg	Ag	Сумма	№	Au	Cu	Hg	Ag	Сумма
1	85,33	0	1,84	0,20	87,38	6	89,25	0	0	0	89,25
2	94,16	0,05	0	5,29	99,50	7	94,84	0	1,13	0	95,97
3	94,32	0,07	0	6,08	100,47	8	89,54	0	1,22	6,38	97,14
4	90,83	0	1,06	0,14	92,03	*9*	90,87	0,01	1,05	0,38	92,30
5	93,23	0,05	0	6,01	99,29	9	88,54	0	1,28	0	89,82
6	91,61	0,03	0,96	0,23	92,83	10	86,13	0	1,2	6,46	93,79

Табл. 2. Химический состав золота, мас.%. Номера, выделенные курсивом (№ 1–6, 9) – по данным микрозондового анализа, номера обычным шрифтом (№ 6–10) – по данным SEM.

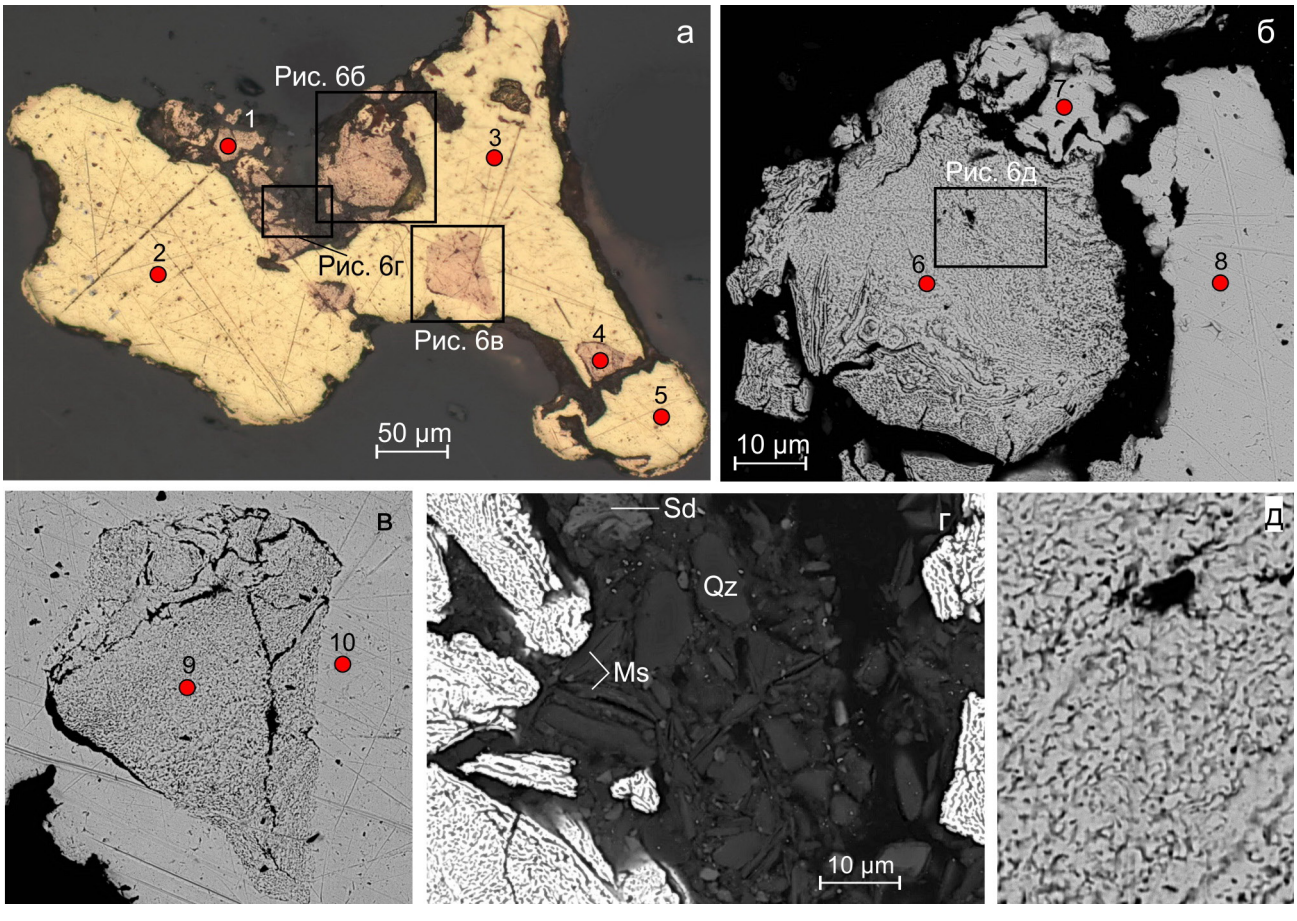


Рис. 6. Нарастание гипергенного пористого золота на эндогенную золотину. SEM-изображения и фото под рудным микроскопом. Красные точки – местоположение анализов (табл. 2). Ms – мусковит, Qz – кварц, Sd – сидерит.

а в минерале PbSbBiAgS, срастающимся с тетрадимитом (рис. 9д), содержание Sb составляет 20 мас.%. В одной золотине встречены также включения ауростибита, вместе с включениями галенита и тетрадимита (рис. 9б). Тетрадимит образует также срастания с пирротином, герсдорфитом, аллоклазитом (рис. 9л), пирротин – с арсенопиритом, а галенит – с сурьмасодержащим (8 мас.% Sb) минералом Bi (рис. 9и).

Совместно, в золотинах или в сростках с ними, находятся следующие минералы: пирротин, турмалин, кварц (рис. 9з); кварц, мусковит, сидерит; халькопирит и герсдорфит; галенит, калиевый полевой шпат, мусковит (рис. 9а); цумоит и кварц; рутил и апатит. Рутил в одном случае содержит примеси W (5 мас.%) и V (2 мас.%).

В россыпи р. Малый Амазар золото содержит включения, главным образом, галенита и минералов состава (Fe,Ni,Co)AsS – арсенопирита (рис. 9г), герсдорфита, кобальтита. В одном из зерен галенита (с 5 мас.% Bi) находится включение, вероятно, Ag,Cd,Hg – содержащего тетраэдрита. Из минералов Bi, в одном зерне Au обнаружено включение тетрадимита, и еще в одном – висмутина и галеновисмутита (с 9 мас.% Pb). Кроме того, совместно в золотинах находятся: пирит, арсенопирит (рис. 9ж), кобальтит; арсенопирит и герсдорфит.

Немногочисленные минералы-включения в золоте россыпей рек Большой Амазар и Васильевка представлены чаще всего пирротином, в том числе в срастании с арсенопиритом или эпидотом (рис. 9к), и галенитом. Из минералов Bi встречен Se-содержащий тетрадимит. В одном случае отмечено субграфическое срастание золота с турмалином (рис. 9в).

Частота встречаемости золотин, содержащих включения рудных минералов, в пробах с Амазарканского месторождения составляет 3,3–18%, а в россыпях – 7–17%.

Включения рудных минералов присутствуют в золоте разной пробности (рис. 10) – от 643‰ до 991‰. В пробах 201–211 большая их часть приходится на интервал пробности Au 650–800‰, особенно, на преобладающий интервал 700–750‰.

Единичные включения галенита и висмута находятся в золоте с пробностью 903‰ и 927‰. По россыпям рек Амазаркан, Большой Амазар, Васильевка почти все золотины с включениями, кроме одной, в которой находится сросток арсенопирита и пирротина, имеют пробность от 750‰ до 950‰. При этом, большинство включений галенита, Bi-содержащих сульфосолей находится в золоте с пробностью 750–850‰. Включения тетрадимита тяготеют к более высокопробному золоту (преобладающей пробности). По россыпи р. Малый Амазар, часть включений галенита (в том числе, с тетраэдритом), арсенопирита, кобальтит и пирит находятся в золоте с пробностью 650–700‰, арсенопирит и герсдорфит – в золоте с пробностью около 770‰, остальные включения галенита – 826‰, 846‰ и 927%. Тетрадимит и висмутин присутствуют в высокопробном (более 950‰) золоте.

Обсуждение результатов

Морфология золота россыпей рек Амазаркан, Большой и Малый Амазар близка между собой и указывает на незначительное расстояние от рудных источников, во всяком случае, из-за достаточно крупного размера и не очень сильной уплощенности, «косовым» это золото в большинстве своем не является. Уплощенные, жилковидно-пластинчатой морфологии частицы Au отлагались в трещинах, некоторые удлиненные золотины изначально имели форму проволочки или дендрита. В россыпи р. Васильевка присутствует довольно крупное, слабо уплощенное золото массивной морфологии. Золото из элювия рудных зон и вмещающих пород в целом более мелкое, чем в россыпях, и, кроме нескольких проволочковидных и округлых частиц, имеет ксеноморфную морфологию. Золото носит следы пребывания в зоне окисления – бурого цвета налеты на поверхности, каймы петровскаита на 2-х зернах

Проба	n *	Включения в Au
201	19	**Халькопирит**, сфалерит, минералы состава Bi(Pb)TeSe(S), BiPbAgS, галенит, тетрадимит, арсенопирит, пирротин, кубанит, гетит, каймы петровскаита
202	7	Тетрадимит, галенит, цумоит, минерал состава BiPbTeS, халькопирит, пирит
206	2	Тетрадимит, галенит (с 1,4 мас.% Se), сфалерит
208	1	Тетрадимит (с 1,2 мас.% Se)
204	1	Висмут (или оксид, или карбонат Bi), плюмбоярозит
205	6	Минералы состава BiTeSeS, тетрадимит, галенит, цумоит, халькопирит+сфалерит
211	3	Тетрадимит, галенит, кварц, минералы состава BiPbTeS, SbPbBiFeTe, теннантит
р. Амазаркан	16	**Тетрадимит, галенит, пирротин,** минералы состава PbSb(Bi)AgS, BiPbSbS, PbBiSbS(Se), цумоит, герсдорфит, аллоклазит, арсенопирит, халькопирит, рутил, пирит, аурострибит, турмалин, кварц, мусковит, калишпат, апатит, сидерит
р. Васильевка	3	Галенит, пирротин, турмалин
р. Бол. Амазар	4	Пирротин+арсенопирит, пирротин+эпидот, галенит, тетрадимит (с 0,3 мас.% Se)
р. Мал. Амазар	11	**Галенит**, **арсенопирит, герсдорфит,** кобальтит, пирит, тетрадимит, висмутин, минерал состава BiPbS, тетраэдрит (с Ag, Cd, Hg)

Табл. 3. Минералы-включения в золоте. * Число золотин с включениями. Жирным выделены преобладающие минералы.

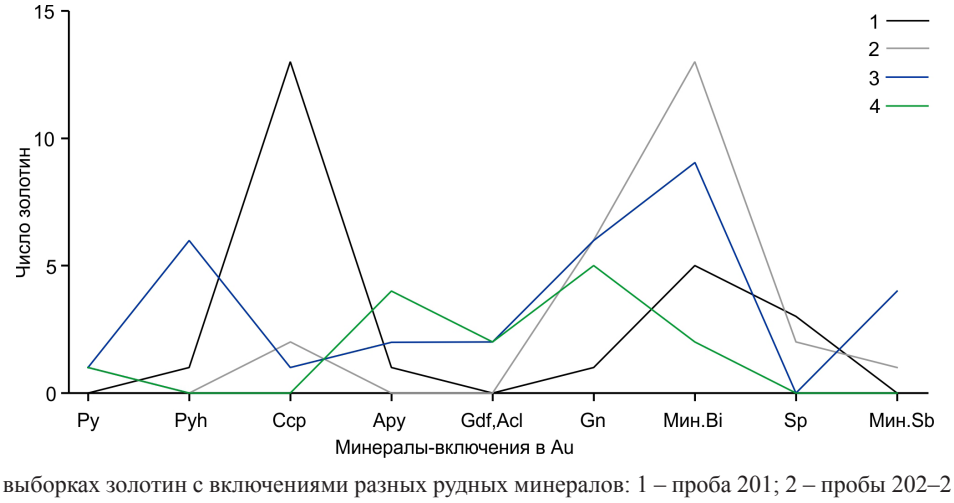


Рис. 7. Количество в выборках золотин с включениями разных рудных минералов: 1 – проба 201; 2 – пробы 202–211; 3 – россыпи рек Амазаркан, Васильевка, Бол.Амазар; 4 – россыпь р. Мал.Амазар. Минералы: Py – пирит, Pyh – пирротин, Ccp – халькопирит, Apy – арсенопирит, Gdf – герсдорфит, Acl – аллоклазит; Gn – галенит, Мин.Bi – минералы висмута, Sp – сфалерит, Мин.Sb – сурьмасодержащие минералы Bi и аурострибит.

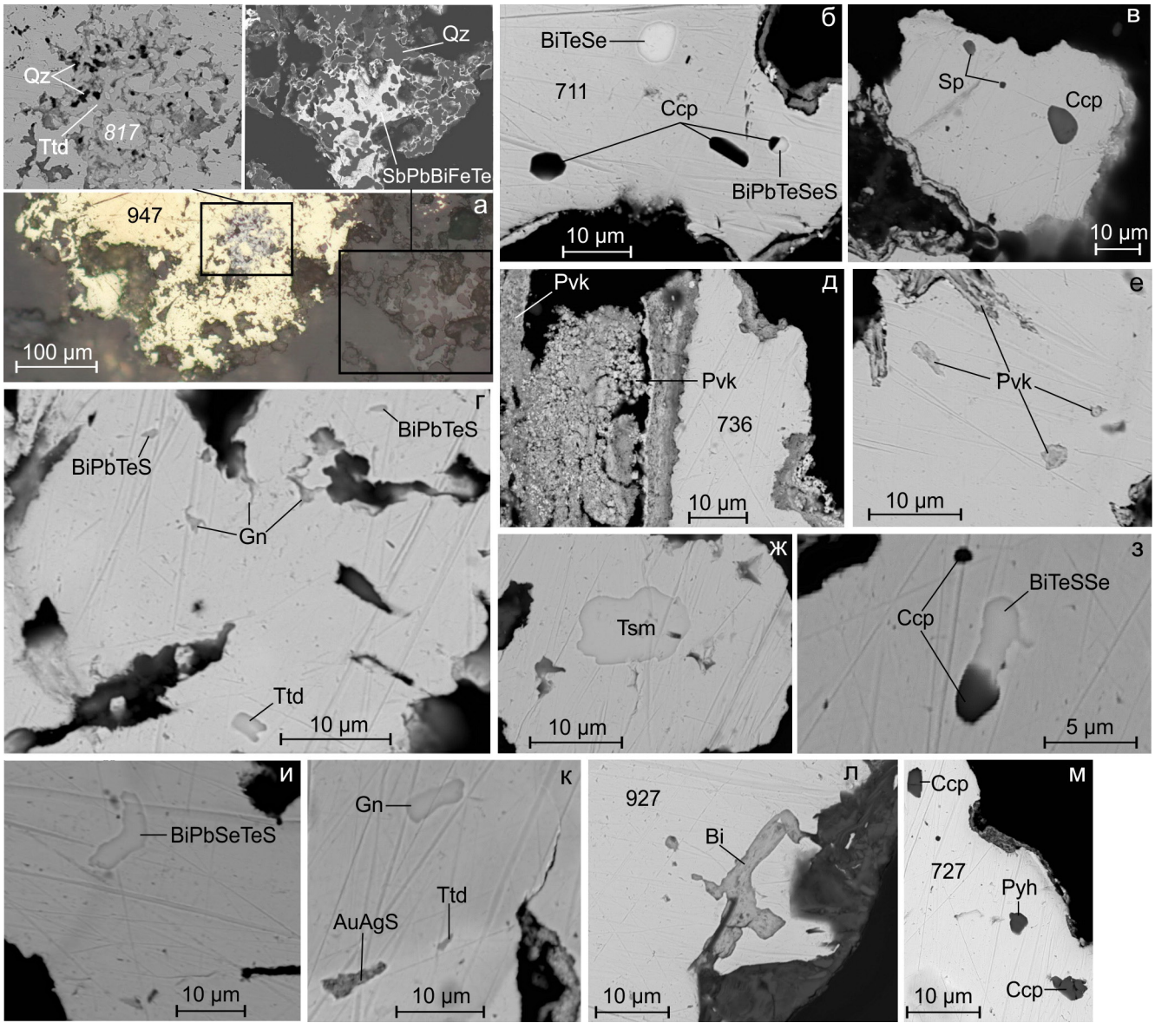


Рис. 8. Включения минералов в рудном золоте. SEM-изображения и фото под рудным микроскопом. Пробы: а – 211; б, в, д, е, з, и, м – 201; г – 202; ж – 205; к – 206; л – 204. Минералы: Qz – кварц; Ttd – тетрадимит; Gn – галенит; Ccp – халькопирит; Sp – сфалерит; Pvk – петровскаит; Tsm – цумоит; Pyh – пирротин. Цифрами указана пробность золота, курсивом – по данным SEM.

Au из пробы 201 (рис. 8д, е), включение плюмбоярозита, но высокопробных гипергенных кайм на частицах Au нет. Петровскаит был впервые обнаружен в зоне окисления золото-сульфидного месторождения Майкаин-С, в виде пористых, тонкозернистого строения кайм со слоистой, петельчатой, пятнистой текстурой на неоднородных по содержанию Ag эндогенных золотинах (Нестеренко и др., 1984). Петровскаит, как и высокопробное золото, может образовываться при растворении сульфидов в зоне окисления (Хусаинова и др., 2023). Кислые сульфатные растворы контактируют с поверхностью имеющихся зерен Au, а содержащееся в сульфидах тонкодисперсное золото переотлагается. На золотинах из россыпей часто наблюдаются тонкие гипергенные каймы выщелачивания (рис. 9б, г, ж), а в углублениях поверхности довольно крупной золотины жилковидно-пластинчатой морфологии, заполненных агрегатом, содержащим кварц, мусковит, сидерит, обнаружены наросты новообразованного высокопробного золота с небольшой (1–2 мас.%) примесью ртути (рис. 6). Сама золотина гипергенно преобразована очень слабо. «Новое» золото в разной степени пористое, имеет слоистую и микропетельчатую текстуру, сходную с описанной Г.В. Нестеренко и др. (1984) для петровскаита, и, в отличии от золотины-подложки, почти не содержит серебра. Для техногенной амальгамы, которая может иметь такое строение, содержание ртути в золоте слишком низкое, к тому же непонятно отсутствие или очень низкое содержание в Au примеси Ag. Соседние участки золотины-подложки не изменены, содержание в них 1,2 мас.% ртути (табл. 2, № 8, 10) может быть обусловлено захватом с соседнего участка при SEM-анализе, или воздействием раствора, из которого в экзогенных условиях отлагалось «новое» золото. Во всяком случае, строение эндогенной золотины монолитное, край зерна четкий, по данным микрозондового анализа ртути в ней нет. Следует также отметить, что подобные наросты на поверхности зерна Au вряд ли сохранились бы при дальнем аллювиальном

переносе. В целом, гипергенная преобразованность частиц золота из россыпей и элювия слабая.

Эндогенные особенности химического состава самородного золота (пробность, ее вариация, элементы-примеси) в той или иной мере унаследуются золотом, находящимся в россыпях, и позволяют судить о типе золотого оруденения (Нестеренко, 1991), в аллювиальных условиях существенного изменения химического состава золота не происходит. Ассоциации минералов-включений в золотинах из россыпей также являются важнейшим генетическим признаком, особенно если золото имеет близкий химический состав (Chapman et al., 2023).

На сводной гистограмме (рис. 4е) видно, что 67% рудного золота имеет пробность 650–800‰. Это золото преобладает как в скарнах (проба 201), так и в турмалинитах (проба 206, рис. 4г, д) с высокими содержаниями Au. Турмалиниты и скарны являются ранними образованиями и лишь вмещают золотое оруденение. Турмалин может

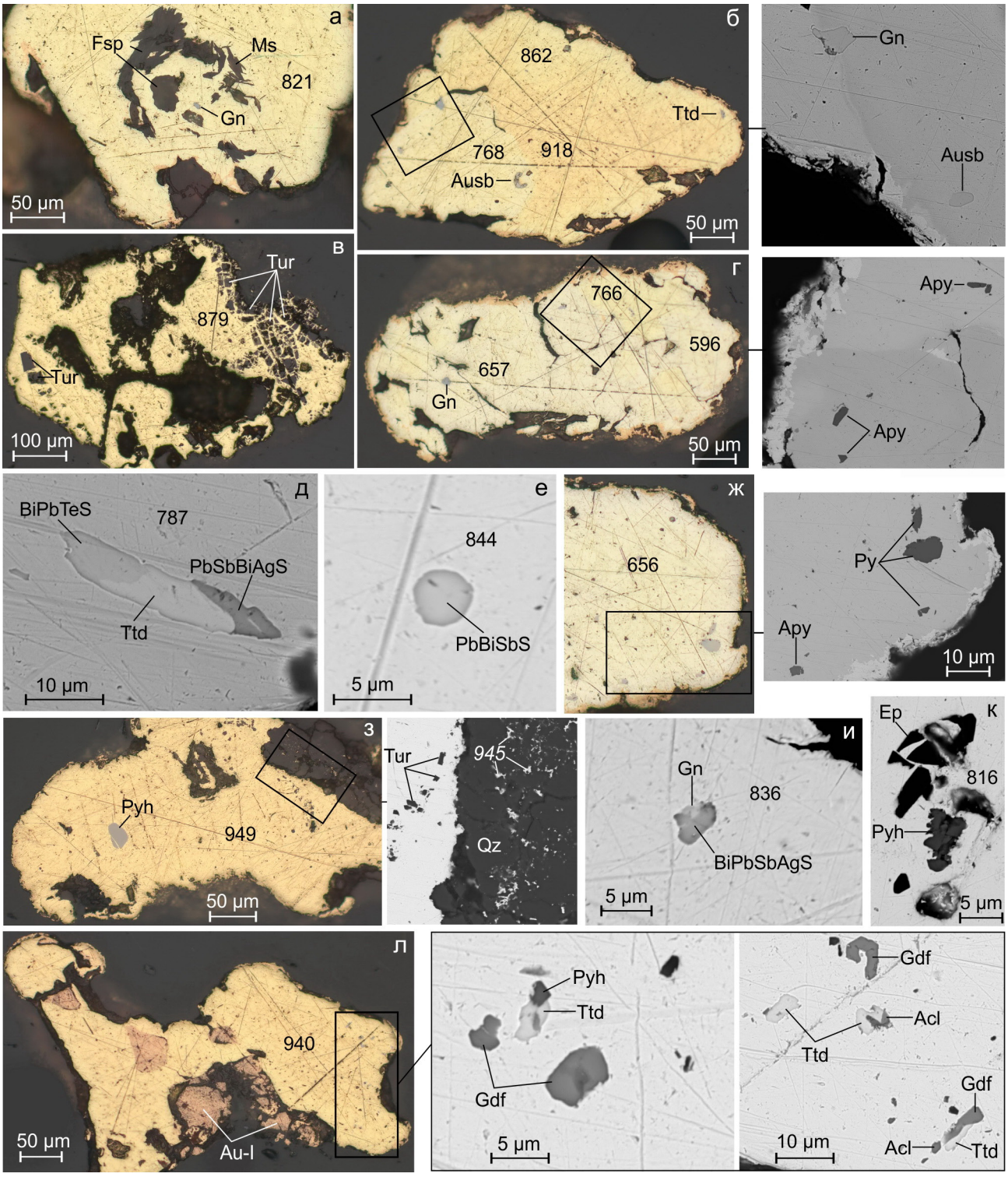


Рис. 9. Включения минералов в золоте из россыпей. SEM-изображения и фото под рудным микроскопом. Россыпи: а, б, д, е, з, и, л – р. Амазаркан; в – р. Васильевка; г, ж – р. Мал.Амазар; к – р. Бол.Амазар. Минералы: Fsp – калиевый полевой шпат; Ms – мусковит; Gn – галенит; Ttd – тетрадимит; Tur – турмалин; Apy – арсенопирит; Py – пирит; Pyh – пирротин; Gdf – герсдорфит; Acl – аллоклазит; Qz – кварц; Ep – эпидот; Ausb – ауростибит; Au-I – гипергенное пористое золото. Цифрами указана пробность золота.

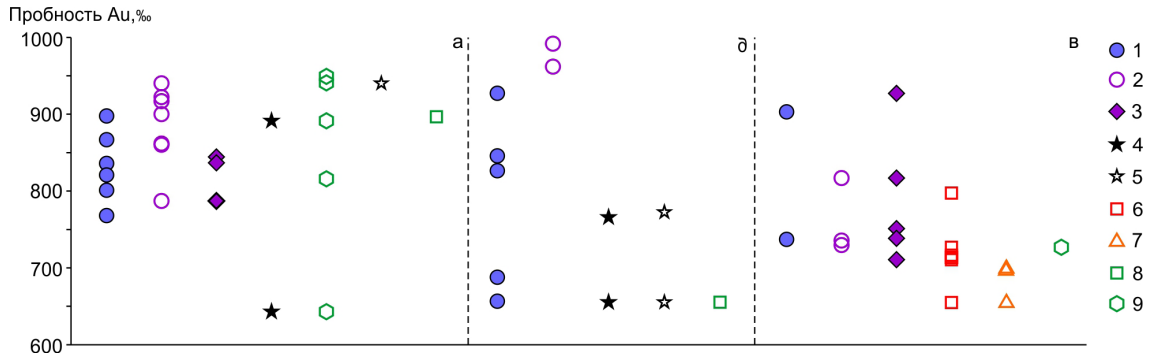


Рис. 10. Пробность золота с включениями рудных минералов: а – россыпи рек Амазаркан, Большой Амазар, Васильевка; б – россыпь р. Малый Амазар; в – Амазарканское месторождение. Минералы: 1 – галенит; 2 – тетрадимит, висмутин, цумоит; 3 – Bi-содержащие сульфосоли, Bi; 4 – арсенопирит; 5 – герсдорфит, кобальтит; 6 – халькопирит; 7 – сфалерит; 8 – пирит; 9 – пирротин.

входить и в более поздние, продуктивные минеральные ассоциации (Гвоздев и др., 2020). Золото проб 201 и 206 различается по минералам-включениям. Для золота пробы 201 характерны включения халькопирита (рис. 7) и селенсодержащих сульфотеллуридов (иногда с примесью Pb) и теллурида Bi. Минералы Bi образуют сростки с халькопиритом. В пробах 202–211 присутствует более высокопробное золото, в котором есть включения галенита и висмута. Для золота преобладающей пробности характерны включения галенита, тетрадимита (изредка с примесью Se), цумоита, минералов состава BiPbTeS. Галенит и минералы Bi могут находиться в зернах Au совместно. Исходя из полученных и литературных данных, можно сказать, что в рудах Амазарканского месторождения проявлены следующие минеральные ассоциации золота: пирит-арсенопиритовая (Секисов и др., 2014); халькопирит-сфалеритовая с Pb,Se-содержащими сульфотеллуридами Bi; галенит-тетрадимитовая с цумоитом, минералами состава BiPbTeS, SbPbBiFeTe.

Унаследованность золотом россыпей особенностей эндогенного химического состава Au видна на гистограммах пробности золота. Для золота россыпей рек Большой Амазар, Васильевка (рис. 4б), кроме основных максимумов, хорошо также выражен максимум пробности (650–800‰), характерной для «рудного» золота. На соответствующем графике по россыпи р. Амазаркан (рис. 4а) этот максимум немного сдвинут в более высокопробную (700–850‰) область.

В россыпях рек Амазаркан, Большой Амазар, Васильевка золото имеет близкий химический состав и сопоставимо по набору минералов-включений, большинство из которых, в том числе и галенит, минералы Bi, пирротин находится в золоте с характерной для этих россыпей более высокой, чем в рудах, пробностью. Коренные источники золота россыпей рек Амазаркан и Большой Амазар, Васильевка, вероятно, сходны. Судя по набору и ассоциациям минералов-включений в Au (галенит, тетрадимит, цумоит, прочие минералы Bi), золотое оруденение может быть подобно таковому в пунктах опробования 202–211. Халькопирит (вместе с герсдорфитом) обнаружен в россыпном золоте только в одном случае. Ассоциации минералов-включений в золоте россыпей следующие: арсенопирит, пирротин, герсдорфит, аллоклазит, тетрадимит; галенит, тетрадимит, Bi,Pb,Sb-содержащие сульфосоли (иногда с примесью Se), цумоит, ауростибит. Эти минеральные ассоциации пересекаются с таковыми «рудного» золота и соответствуют мезотермальному и эпитермальному золотому оруденению. Эпитермальному характеру оруденения не противоречат: широкая вариация пробности золота; присутствие в минералах селена (Chapman et al., 2023; Лотина, 2011), сурьмы; наличие киновари в шлихах (рис. 1).

Ассоциации золота с кварцем, кварцем и турмалином, кварцем, мусковитом и сидеритом, калишпатом и мусковитом, эпидотом отражают тот факт, что источниками золота россыпей являются золотоносные метасоматиты и, вероятно, кварц-(турмалиновые) прожилки. Ассоциации минералов-включений в россыпном золоте указывают на то, что золотое оруденение с халькопиритом в меньшей мере участвует в питании россыпей, чем Au-сульфоарсенидно-пирротиновое. Еще чаще в россыпеобразующих рудах золото тесно ассоциирует с галенитом, сульфотеллуридами и сульфосолями Bi (часто содержащими Pb, Sb, реже – Se), теллуридом Bi. Bi,Sb,Pb-содержащие сульфосоли распространены в рудах Средне-Голготайского Au-Bi месторождения. Они образуются при пространственном совмещении золото-висмутовой и эпитермальной сурьмяной минерализации, что, как и ассоциация золота с Bi-Pb-Te-S минералами (Chapman et al., 2018), является характерной особенностью гранитогенных золоторудных месторождений (Гвоздев и др., 2020). Висмут может заимствоваться поздними Sb,Pb-содержащими растворами из более ранних минералов Bi. Пример такого совмещения – зерно Au из пробы 211 (рис. 8а). Золото, пробность которого по результатам SEM и микрозондового определений составляет 817‰ и 947‰, находится в тесном срастании с кварцем и тетрадимитом, а минерал состава SbPbBiFeTe цементирует кварц у границы золотины.

В золоте руд и россыпей Верхне-Амазарского рудного узла очень часто находятся включения минералов Bi (рис. 7). Висмутовая минерализация почти всегда проявлена на золоторудных месторождениях восточного Забайкалья и северо-востока России, генетически и пространственно связанных с юрско-меловым гранитоидным магматизмом (Редин, Козлова, 2014; Гвоздев и др., 2020). Минералы Bi ассоциируют с золотом и могут образовываться на разных стадиях оруденения, чаще – на поздних. Сульфотеллуриды, теллуриды и сульфиды Bi обычно образуются раньше, чем Bi-содержащие сульфосоли. В рудах

отчетливо прослеживается корреляционная связь между Au и Bi (Редин, Козлова, 2014), что отражается в распространенности золотин с включениями минералов Bi в россыпях. На месторождении Давенда содержания висмутина, тетрадимита, эмплектита, гуанохуатита $(Bi,Sb)_2(S,Se)_3$ на верхних, наиболее обогащенных золотом интервалах рудных жил, возрастают на порядок (Юргенсон и др., 2016). К этим же интервалам приурочено и относительно крупное, россыпеобразующее золото.

Вероятно, на верхних горизонтах рудных тел Амазарканского месторождения имело место переотложение золота с его укрупнением и повышением пробности. По данным (Федчук, Лукин, 1995), тенденция к прямой корреляции пробности Au с размером золотин и к обратной – с глубиной существует на месторождении Уконик. На золоторудных месторождениях более крупное, «видимое» золото появляется обычно на поздних стадиях оруденения, на ранних стадиях золото тонкодисперсное и заключено в сульфидах. В россыпях зависимости пробности эндогенного золота от его крупности обычно нет, иногда наблюдается увеличение вариации пробности в мелких классах крупности Au за счет присутствия низкопробного золота (Нестеренко, 1991). В случае пространственного совмещения золотого оруденения разных стадий, россыпеобразующее золото может ассоциировать с минералами своей и предыдущих стадий, и такой поздний минерал как галенит, например, может находиться и в более высокопробном золоте. В то же время, в россыпях присутствуют золотины, минералы-включения в которых и их пробность соответствуют первичной стадийности оруденения. Учитывая также, что многие минералы образуют в рудах не одну генерацию, зависимости между пробностью золота и нахождением в нем включений того или иного минерала в целом по выборкам обычно не наблюдается. Включения минералов могут чаще находиться в золоте преобладающей пробности. На телескопирование оруденения также указывает наличие неоднородных по содержанию Ag золотин, подобных показанным на рисунке 5. Эта неоднородность образуются при воздействии на уже сформированные частицы Au гидротермальных растворов (Савва, Прейс, 1990; Яблокова и др., 2020), в результате чего, в числе прочих структурных и химических преобразований золотин, происходит диффузионное перераспределение в них Ag, или проникновение обогащенных Ag растворов внутрь зерен Au. В краевых участках золотин, обогащенных Ag, может присутствовать небольшая примесь Hg, как это наблюдалось нами у золотин из россыпей районов Шахтаминского, Быстринского (Savichev et al., 2021), Ключевского месторождений.

Опробованный участок россыпи р. Малый Амазар находится на значительном удалении от месторождения Уконик. Источники питания здесь местные, что вытекает и из морфологии золота. Морфология, широкая вариация пробности золота, наличие как относительно низкопробных, так и высокопробных его разновидностей сближает золото этой россыпи с золотом россыпей Верхне-Амазарского рудного узла. Однако, в россыпи р. Малый Амазар больше относительно низкопробного (< 800‰) золота, а частота встречаемости основных минералов-включений в Au, как и их ассоциации, другие (рис. 7). Преобладает сульфоарсенидная, но без пирротина, ассоциация. Минералы Bi редки и представлены тетрадимитом и висмутином, последний не встречен в золоте других россыпей и в золоте из элювия. Примесей Sb, Se в минералах не обнаружено. Галенит и минералы висмута не находятся в золотинах совместно. Коренным источником золота россыпи р. Малый Амазар, вероятно, в большей мере является оруденение относительно глубокого уровня (мезотермальное).

Срастания золота с минералами Bi, содержащими до 1–2 мас.% Se, описаны (Лотина, 2011) в мезо-эпитермальных штокверковых рудах плутоногенного месторождения Болотистое (Сихотэ-Алинь). В раннюю кварц-арсенидно-сульфидную ассоциацию входят арсенопирит, пирит, пирротин, герсдорфит, аллоклазит, ульманнит, халькопирит, сфалерит, галенит, буланжерит (с примесями Bi и Se), минералы Bi. Золото имеет размер до 0,2 мм, пробность 740–800‰ и ассоциирует с галенитом, тетрадимитом, цумоитом, висмутом, минералами Ni, Co. Ранняя минеральная ассоциация проявлена ограниченно. В широко распространенных поздних кварц-турмалиновых прожилках золото ассоциирует с теллуровисмутитом, тетрадимитом, цумоитом. Пробность Au составляет 925–985‰, а размер золотин – до 0,5–1,0 мм, редко более. Судя по пробности россыпного золота и ассоциации минералов, образующих с ним сростки, россыпеобразующей явилась поздняя минеральная ассоциация. Данные А.А. Лотиной по более высокой пробности и крупности золота поздней стадии оруденения и в россыпях, по минеральным ассоциациям золота перекликаются с нашими данными по золоту руд и россыпей района верховий р. Амазар.

Для сравнения с другими районами восточного Забайкалья, где золотое оруденение также связано с интрузиями и дайками амуджиканского или шахтаминского комплексов, на рисунке 11 приведены обобщенные графики, иллюстрирующие относительную встречаемость включений рудных минералов в золоте нескольких россыпей и распределение пробности золота этих россыпей. Детального рассмотрения химического состава и минеральных ассоциаций золота здесь не приводится.

На рисунке 11а «% встречи» означает процентный выход золотин с включениями данных минералов относительно общего количества золотин, содержащих включения минералов, перечисленных по оси абсцисс. Суммы частот встречаемости по выборкам превышают 100%, так как в одних и тех же золотинах могут находиться включения двух и более минералов. Относительное количество золотин с включениями минералов по россыпям составляет (%): 1 – 15; 2 – 27; 3 – 20; 4 – 12; 5 – 15. Графики пробности Au построены с шагом 10‰, пробность менее 700‰ в каждой из выборок показывают не более 7% анализов.

Ассоциация золота с минералами Bi и галенитом наиболее характерна для россыпей Верхне-Амазарского рудного узла и автохтонной россыпи р. Синяха. Последняя приурочена к краевой, восточной части Шахтаминского рудного узла. Россыпь р. Быстрая расположена в непосредственной близости от одноименного месторождения. Тонкое, самое высокопробное золото находится, в основном, в пирите и халькопирите, пробность золота в апоскарновых рудах, где оно ассоциирует с халькопиритом и другими минералами поздних генераций, по данным одних авторов (Киселева и др., 2020)

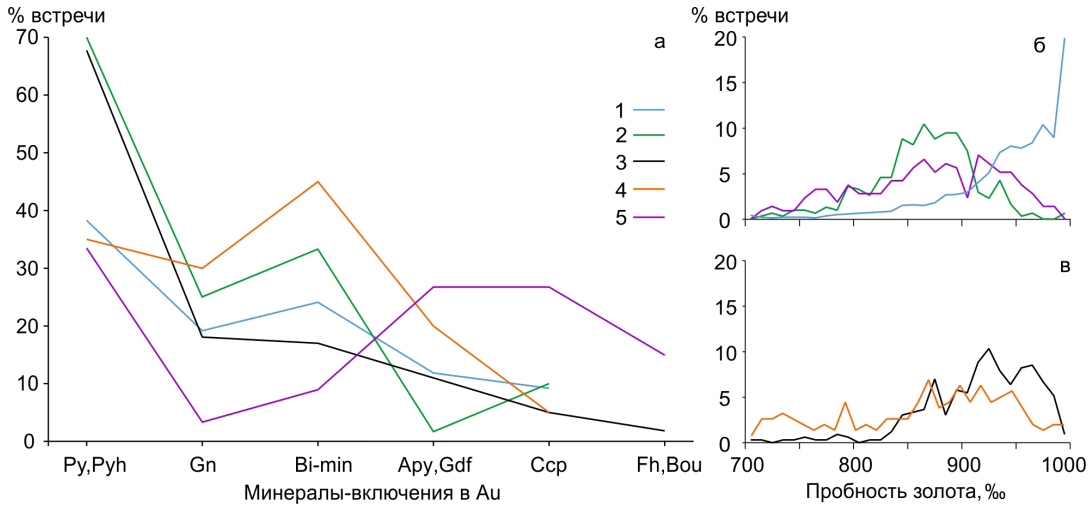


Рис. 11. Частота встречаемости минералов-включений в золоте россыпей Быстринского (1), Шахтаминского (2), Давенда-Ключевского (3), Верхне-Амазарского (4), Култуминского (5) рудных узлов (а) и детальные графики пробности золота этих россыпей (б, в). Россыпи: 1 – р. Быстрая (n = 1397); 2 – р. Синяха (n = 325); 3 – р. Давенда с притоками, р. Ключи (n = 422); 4 – р.р. Амазаркан, Большой Амазар, Васильевка (n = 164); 5 – р.р. Очуногда, Култумушка, Яромай, Гугда (n = 220), n – число микрозондовых анализов. Минералы: Py – пирит, Pyh – пирротин, Gn – галенит, Bi-min – минералы висмута, Apy – арсенопирит, Gdf – герсдорфит, аллоклазит, кобальтит, Ccp – халькопирит, Fh – блеклые руды, Bou – буланжерит.

составляет 607–1000‰ (среднее 800‰), других (Savichev et al., 2021) – 850–1000‰ (925‰). Пробность Au в россыпи очень высокая (рис. 11б), более высокая, чем в рудах. В золоте россыпи р. Быстрая включения халькопирита находятся реже, чем включения минералов Bi и галенита. В россыпях Давенда-Ключевского рудного узла пробность золота хорошо сопоставима с преобладающей пробностью золота из рудных отвалов месторождений Ключевское (900–950‰) и Давенда (выше 950‰), но есть и третья, более низкопробная разновидность Au (рис. 11в). И в рудных отвалах и в россыпях золото ассоциирует, главным образом, с пиритом, галенит и минералы Bi – это следующие по распространенности минералы-включения в золоте россыпей. В рудах Култуминского месторождения основная часть золота имеет пробность 800–900‰ (Redin et al., 2022), а по данным (Ковалев и др., 2019) – 746–867‰, при широкой ее вариации. В россыпях распределение золота по пробности различно, в зависимости от участка месторождения (Колпаков и др., 2023), значимо присутствует и золото с пробностью 900–950‰. Вне зависимости от участка, включения галенита и минералов Bi в золоте россыпей редки, а халькопирита и минералов состава (Fe,Co,Ni)AsS обычны, количество золотин с включениями пирита, блеклых руд, буланжерита варьирует. Минеральные ассоциации россыпного золота во многом соответствуют установленным в рудах, магнетит, халькопирит, пирит, арсенопирит – главные рудные минералы (Ковалев и др., 2019). Пробность россыпного золота и набор минералов-включений в нем отражают особенности золотого оруденения, с которым связаны россыпи. Для всех вышеупомянутых россыпей четкой зависимости между пробностью золота и наличием включений в Au того или иного минерала не наблюдается.

Заключение

Морфология золота рассматриваемых россыпей указывает на незначительное расстояние от коренных источников. Гипергенная преобразованность золота слабая и выражается в наличии на золотинах из россыпей тонких высокопробных кайм выщелачивания и в нарастании новообразованного золота на одном из зерен Au. Кроме того, на поверхности двух золотин из элювия рудной зоны Амазарканского месторождения обнаружены каймы петровскаита, который может образовываться в зоне окисления.

Основными компонентами макросостава золота являются Au и Ag, примесь ртути (обычно, до 0,4 мас.%) встречается примерно в каждой десятой золотине, а содержания Cu в Au, за редким исключением, не превышают 0,1 мас.%. Химический состав золота россыпей Верхне-Амазарского рудного узла (рек Амазаркан и Большой Амазар, Васильевка) близок. Пробность золота чаще всего составляет 850–950‰, но значимо присутствует и более низкопробное золото, характерное для опробованных рудных выходов. В россыпи р. Малый Амазар, по сравнению с россыпями Верхне-Амазарского рудного узла, больше золота с пробностью менее 800‰, распределение Au по пробности более неравномерно, максимум пробности золота в интервале 850–950‰ не выражен. Для всех россыпей характерна широкая вариация пробности золота.

Минералы-включения в золоте руд и россыпей Верхне-Амазарского рудного узла, за исключением халькопирита в одной пробе, чаще всего представлены минералами Bi и галенитом. Для «рудного» золота характерны пирит-арсенопиритовая (по литературным данным), халькопирит-сфалеритовая с Pb,Se-содержащими сульфотеллуридами Bi и галенит-тетрадимитовая с цумоитом, минералами состава BiPbTeS, SbPbBiFeTe минеральные ассоциации, а для россыпного золота – арсенопирит-пирротин-герсдорфит-аллоклазит-тетрадимитовая и галенит-тетрадимит-Bi,Pb,Sb-сульфосольная (иногда, с примесью Se), с цумоитом, ауростибитом. Последняя ассоциация преобладает. Эти минеральные ассоциации соответствуют мезо- и эпитермальному гранитогенному золотому оруденению. Наличие сростков с золотом или включений в золоте кварца, турмалина, мусковита, сидерита,

калишпата, эпидота отражает тот факт, что источниками золота россыпей являются золотоносные метасоматиты и, вероятно, кварц-(турмалиновые) прожилки.

На Амазарканском месторождении золотое оруденение разных стадий пространственно совмещено, а на верхних горизонтах рудных тел, вероятно, имело место переотложение золота с его укрупнением и повышением пробности. Это подтверждается: более высокими крупностью и пробностью золота в россыпях; отсутствием зависимости между пробностью золота и наличием в нем включений тех или иных рудных минералов; присутствием включений галенита и тетрадимита в высокопробном золоте; наличием Sb-содержащих минералов Bi; присутствием неоднородных по содержанию Ag золотин.

Коренные источники золота россыпей рек Амазаркан, Большой Амазар, Васильевка однотипны. Преобладающая ассоциация минералов-включений в золоте соответствует эпитермальному оруденению верхних горизонтов рудных тел. По этой ассоциации (галенит, минералы Bi) есть сходство с золотом россыпей других районов восточного Забайкалья, где золотое оруденение связано с гранитоидами амуджиканского или шахтаминского комплексов. Золото россыпи р. Малый Амазар несколько отличается вариацией пробности и, главное, преобладанием сульфоарсенидной ассоциации минералов-включений, в то время как включения минералов Bi в золоте редки, а галенит ассоциирует не с ними, а с арсенопиритом. Минералы Bi представлены тетрадимитом и висмутином, включения которого больше нигде не встречены в изученном золоте руд и россыпей района. К коренным источникам золота россыпи р. Малый Амазар, вероятно, в большей мере относится оруденение относительно глубокого уровня (мезотермальное).

Финансирование/Благодарности

Работа выполнена по Государственному заданию ИГМ СО РАН № 122041400237-8.

Авторы выражают большую благодарность Глебу Васильевичу Нестеренко за предоставленный фактический материал и анонимным рецензентам за ценные замечания и предложения, которые способствовали улучшению работы.

Литература

Быбин Ф.Ф., Багова В.З. (2014). Могочинско-Карийский золоторудный район (восточное Забайкалье). *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, (1), с. 78–84.

Волков А.В., Сидоров А.А. (2018). Прогнозно-поисковая модель месторождений золота, связанных с интрузивами гранитоидов Арктической зоны России. *Арктика: экология и экономика*, 3(31), с. 84–99. DOI: 10.25283/2223-4594-2018-3-84-99

Гвоздев В.И., Гребенникова А.А., Вах А.С., Горячев Н.А., Федосеев Д.Г. (2020). Эволюция процессов минералообразования при формировании золото-редкометальных руд Средне-Голготайского месторождения (восточное Забайкалье). *Тихоокеанская геология*, 39(1), с. 70–91. DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-1-70-91

Геологическая карта СССР (1971). Масштаб 1 : 200 000. Лист N-50-XXIV. Объяснительная записка. М.: Недра, 72 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации (2010). Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист N-50. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 377 с.

Жмодик С.М., Росляков Н.А., Козаченко И.В., Квасов Г.А. (2012). Моделирование и ГИС-технологии при перспективной оценке золоторудных районов восточного Забайкалья. *Мат. Всеросс. совещания с участием иностранных ученых: Современные проблемы геохимии*. Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 3, с. 46–50.

Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С., Баданина Е.В., Саватенков В.М., Травин А.В. (2024). Алгоминский золоторудный узел (Алдано-Становой щит): минералогия, условия образования, источники рудного вещества и возраст оруденения. *Геология и геофизика*, 65(3), с. 471–495. doi: 10.15372/GiG2023175

Киселева Г.Д., Языкова Ю.И., Коваленкер В.А., Трубкин Н.В., Борисовский С.Е. (2020). Типоморфизм самородного золота как индикатор различных типов оруденения крупного скарново-порфирового Au-Fe-Cu месторождения Быстринское, восточное Забайкалье. *Руды и металлы*, (1), с. 51–68. DOI: 10.24411/0869-5997-2020-10005

Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Туркина О.М., Гимон В.О., Абрамов Б.Н. (2019). Култуминское золото-медно-железо-скарновое месторождение (Восточное Забайкалье, Россия): петрогеохимические особенности магматизма и процессы рудообразования. *Геология и геофизика*, 60(6), с. 749–771. DOI: 10.15372/GiG2019078

Колпаков В.В., Неволько П.А., Фоминых П.А. (2023). Типохимизм и минеральные ассоциации самородного золота россыпей района Култуминского Au-Cu-Fe скарнового месторождения (Восточное Забайкалье). *Разведка и охрана недр*, (12), с. 20–31. DOI: 10.53085/0034-026X_2023_12_20

Костромин М.В., Попова Ю.Т. (2010). Гидромеханизированная разработка россыпей Амазар-Амазарканской группы месторождений и влияние ее на окружающую среду. *Горный информационно-аналитический бюллетень*, (1), с. 198–202.

Лотина А.А. (2011). Золото-висмут-теллуровая минерализация участка Болотистого (северо-западный Сихотэ-Алинь). *Тихоокеанская геология*, 30(1), с. 97–107.

Нестеренко Г.В. (1991). Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири). Новосибирск: Наука, 191 с.

Нестеренко Г.В., Кузнецова А.И., Пальчик Н.А., Лаврентьев Ю.Г. (1984). Петровскаит AuAg(S,Se) – новый селенсодержащий сульфид золота и серебра. ЗВМО, CXIII(5), с. 602–607.

Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Глушкова Е.Г., Каженкина А.Г. (2018). Индикаторные признаки россыпного золота как показатель прогнозирования формационных типов золоторудных месторождений (восток Сибирской платформы). *Геология и геофизика*, 59(10), с. 1643–1657. DOI: 10.15372/GiG20181009

Редин Ю.О., Козлова В.М. (2014). Золото-висмут-теллуридная минерализация в рудах месторождения Серебряного (Лугоканский рудный узел, восточное Забайкалье). *Тихоокеанская геология*, 33(3), с. 38–51.

Росляков Н.А., Жмодик С.М., Козаченко И.В., Рослякова Н.В., Агафонов Л.В. (2010). Аргиллизиты Амазарканского золоторудного месторождения и минеральный состав их руд. *Геология и минерагения Забайкалья*. Чита: Читагеолсъемка, с. 216–224.

Савва Н.Е., Прейс В.К. (1990). Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. М.: Наука, 292 с.

Секисов А.Г., Рубцов Ю.И., Манзырев Д.В., Емельянов С.С. (2014). Обоснование технологических параметров кучного выщелачивания золота из упорных руд Амазарканского месторождения с использованием комбинированной агломерации. *XIV Междунар. научно-практ. Конф.: Кулагинские чтения: техника и технология производственных процессов*. Чита: ЗабГУ, 1, с. 244–249.

Федчук В.Я., Лукин В.А. (1995). Месторождение Уконик. *Месторождения Забайкалья*. М.: Геоинформмарк, 1(2), с. 49–55.

Хусаинова А.Ш., Калинин Ю.А., Бортникова С.Б., Гаськова О.Л. (2023). Минералы Au и Ag в хвостохранилище переработанных сульфидных руд (Салаир, Россия). *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*, 28(1), с. 27–39. https://doi.org/10.18599/grs.2021.3.18

Юргенсон Г.А., Смирнова О.К., Солодухина М.А., Филенко Р.А. (2016). Геохимические особенности руд и техноземов хвостохранилища золото-молибденового рудника Давенда в восточном Забайкалье. *Литосфера*, (2), с. 91–106.

Яблокова С.В., Самосоров Г.Г., Позднякова Н.Н. (2020). Типоморфные особенности золота как критерии связи россыпей с коренными источниками золото-серебряного типа (на примере рудно-россыпного узла Многовершинное). *Отечественная геология*, (4–5), с. 24–38. DOI: 10.47765/0869-7175-2020-10021

Chapman R.J., Allan M.M., Mortensen J.K., Wrighton T.M., Grimshaw M.R. (2018). A new indicator mineral methodology based on a generic Bi-Pb-Te-S mineral inclusion signature in detrital gold from porphyry and low/intermediate sulfidation epithermal environments in Yukon Territory, Canada. *Mineralium Deposita*, 53. pp. 815–834. https://doi.org/10.1007/s00126-017-0782-0

Chapman R., Mortensen J.K., Murphy R. (2023). Compositional Signatures of Gold from Different Deposit Types in British Columbia, Canada. *Minerals*, 13(1072). https://doi.org/10.3390/min13081072

Redin Yu.O., Redina A.A., Mokrushnikov V.P., Malyutina A.V., Dultsev V F. (2022). The Kultuma Au–Cu–Fe Skarn Deposit (Eastern Transbaikalia): Magmatism, Zircon Geochemistry, Mineralogy, Age, Formation Conditions and Isotope Geochemical Data. *Minerals*, 12(12). https://doi.org/10.3390/min12010012

Savichev A.A., Nevolko P.A., Kolpakov V.V., Redin Yu.O., Mokrushnikov V.P., Svetlitskaya T.V., Sukhorukov V.P. (2021). Typomorphic features of placer gold from the Bystrinsky ore field with Fe-Cu-Au skarn and Mo-Cu-Au porphyry mineralization (eastern Transbaikalia, Russia). *Ore Geology Reviews*, 129. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103948

Seminskiy Zh.V. (2021). Clusters of mineral deposits of the Southern East Siberia and prospects for their development: an overview of the problem. *Geodynamics & Tectonophysics*, 12(3s), 754–768. doi: 10.5800/GT-2021-12-3s-0552

Статья поступила в редакцию 05.06.2024;
Принята к публикации 21.10.2024; Опубликована 30.03.2025

Сведения об авторах

Владислав Владимирович Колпаков – кандидат геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
Россия, 630090, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, д. 3
e-mail: vladk@igm.nsc.ru

Петр Александрович Неволько – кандидат геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
Россия, 630090, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, д. 3
e-mail: nevolko@igm.nsc.ru

Дарья Евгеньевна Дранишникова – инженер, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
Россия, 630090, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, д. 3
e-mail: dranishnikovade@igm.nsc.ru

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Mineralogical and Geochemical Characteristics of Placer and Ore Gold in the Upper Reaches of the Amazar River (Mogochinsky Gold Mining District, Eastern Transbaikalia)

V.V. Kolpakov[*]*, P.A. Nevolko, D.E. Dranishnikova*
V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation
[*]*Corresponding author: Vladislav V. Kolpakov, e-mail: vladk@igm.nsc.ru*

Abstract. A detailed study of gold from placers and eluvium of the ore zones of the Amazarkan deposit, located in the basin of the three upper tributaries of the Amazar River, was carried out. The placers are not very far from the primary sources. The supergene transformation of gold is weak and is expressed in the presence of high-fineness rims, petrovskaite rims, and newly formed gold on Au particles. Gold from eluvium is characterized by a fineness of 650–800‰. Endogenous features of the chemical composition are inherited by placer gold, but higher grade (above 850‰) gold predominates or is significantly present in placers. In gold ores (1,2) and placers (3–5), the following associations of mineral inclusions have been established: 1) chalcopyrite, sphalerite, Bi sulfotellurides (with Pb, Se); 2) galena, tetradymite, tsumoite, minerals of the composition BiPbTeS, SbPbBiFeTe; 3) arsenopyrite, pyrrhotite, gersdorffite, alloclasite, tetradymite; 4) galena, tetradymite, Bi-containing sulfosalts (with Pb, Sb, sometimes Se), tsumoite, aurostibite; 5) arsenopyrite, gersdorffite, cobaltite, galena, tetradymite, bismuthin. Nonmetallic minerals are represented by quartz, tourmaline, muscovite, siderite, potassium feldspar, and epidote. There is no relationship between the fineness of gold and the presence of inclusions of a particular mineral in it. Gold mineralization of different stages is spatially combined, and on the upper horizons of the ore bodies, gold was probably redeposited with coarsening and increasing fineness. Such gold is typical for placers of the Verkhny-Amazar ore cluster (Amazarkan, Bolshoy Amazar, Vasilievka rivers). Among the inclusions in gold, galena and Bi minerals predominate (association 4), association 3 is less common. The primary sources of gold from the Maly Amazar River placer probably largely include mineralization at a relatively deep level (mesothermal). Inclusions of Bi minerals in gold are rare; galena is associated not with them, but with arsenopyrite (association 5). The association of galena and Bi minerals in inclusions in gold is also typical for placers in other areas of eastern Transbaikalia, where gold mineralization is associated with granitoids of the Amudzhikan or Shakhtama complexes.

Keywords: gold, inclusion minerals in gold, mineral associations, gold fineness, gold mineralization, gold placers

Recommended citation: Kolpakov V.V., Nevolko P.A., Dranishnikova D.E. (2025). Mineralogical and Geochemical Characteristics of Placer and Ore Gold in the Upper Reaches of the Amazar River (Mogochinsky Gold Mining District, Eastern Transbaikalia). *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 178–193. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.7

Acknowledgements

The work is done out according to the State task of the IGM SB RAS No. 122041400237-8.

The authors express their deep gratitude to Gleb Vasilyevich Nesterenko for the factual material provided and to the anonymous reviewers for their valuable comments and suggestions that contributed to the improvement of the work.

References

Bybin F.F., Bagova V.Z. (2014). Mogocha-Kariysk gold ore region (eastern Transbaikalia). *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri = Geology and mineral resources of Siberia*, (1), pp. 78–84. (In Russ.)

Chapman R.J., Allan M.M., Mortensen J.K., Wrighton T.M., Grimshaw M.R. (2018). A new indicator mineral methodology based on a generic

Bi-Pb-Te-S mineral inclusion signature in detrital gold from porphyry and low/intermediate sulfidation epithermal environments in Yukon Territory, Canada. *Mineralium Deposita*, 53. pp. 815–834. https://doi.org/10.1007/s00126-017-0782-0

Chapman R., Mortensen J.K., Murphy R. (2023). Compositional Signatures of Gold from Different Deposit Types in British Columbia, Canada. *Minerals*, 13(1072). https://doi.org/10.3390/min13081072

Geological map of the USSR (1971). Scale 1: 200,000. Sheet N-50-XXIV. Explanatory note. Moscow: Nedra, 72 p. (In Russ.)

Gvosdev V.I., Grebennikova A.A., Vakh A.S., Goryachev N.A., Fedoseev D.G. (2020). Evolution of mineral formation processes during the formation of gold-rare metal ores of the Sredne-Golgotai deposit (eastern Transbaikalia). *Tikhookeanskaya geologiya = Pacific geology*, 39(1), pp. 70-91. DOI: 10.30911/0207-4028-2020-39-1-70-91

Fedchuk V.Ya., Lukin V.A. (1995). Ukonik deposit. Transbaikalia deposits. Moscow: Geoinformmark, 1(2), pp. 49–55. (In Russ.)

Khusainova A.Sh., Kalinin Yu.A., Bortnikova S.B., Gas'kova O.L. (2023). Au and Ag minerals in the tailings dump of processed sulfide ores (Salair, Russia). *Prirodnye resursy Arktiki i Subarktiki = Arctic and Subarctic Natural Resources*, 28(1), pp. 27–39. https://doi.org/10.18599/grs.2021.3.18

Kardashevskaya V.N., Anisimova G.S., Badanina E.V., Savatenkov V.M., Travin A.V. (2024). Algoma gold ore cluster (Aldan-Stanovoy shield): mineralogy, formation conditions, sources of ore matter and age of mineralization. *Geologiya i geofizika = Geology and Geophysics*, 65(3), p. 471–495. doi: 10.15372/GiG2023175

Kiseleva G.D., Yazykova Yu.I., Kovalenker V.A., Trubkin N.V., Borisovsky S.E. (2020). Typomorphism of native gold as an indicator of different types of mineralization of the large skarn-porphyry Au-Fe-Cu deposit of Bystrinskoye, eastern Transbaikalia. *Rudy I metally = Ores and metalls*, (1), pp. 51–68. DOI: 10.24411/0869-5997-2020-10005

Kovalev K.R., Kalinin Yu.A., Turkina O.M., Gimon V.O., Abramov B.N. (2019). Kultuminsky gold-copper-iron-skarn deposit (eastern Transbaikalia, Russia): petrogeochemical features of magmatism and ore formation processes. *Geologiya I geofisika = Geology and Geophysic*, 60(6), pp. 749–771. DOI: 10.15372/GiG2019078

Kolpakov V.V., Nevolko P.A., Fominykh P.A. (2023). Typochemistry and mineral associations of native placer gold in the region of the Kultuminsky Au-Cu-Fe skarn deposit (eastern Transbaikalia). *Razvedka I okhrana nedr = Exploration and protection of subsoils*, (12), pp. 20–31. DOI: 10.53085/0034-026X_2023_12_20

Kostromin M.V., Popova Yu.T. (2010). Hydromechanized development of placers of the Amazar-Amazarkan group of deposits and its impact on the environment. *Gornyi informacionno-analiticheskii byulleten = Mining information and analytical bulletin*, (1), pp. 198–202. (In Russ.)

Lotina A.A. (2011). Gold-bismuth-tellurium mineralization of the Bolotisty area (northwestern Sikhote-Alin). *Tikhookeanskaya geologiya = Pacific geology*, 30(1), pp. 97–107. (In Russ.)

Nesterenko G.V. (1991). Prediction of gold mineralization by placers (using the example of regions of southern Siberia). Novosibirsk: Nauka, 191 p. (In Russ.)

Nesterenko G.V., Kuznetsova A.I., Pal'chik N.A., Lavrent'ev Yu.G. (1984). Petrovskaite AuAg(S,Se) – new selenium containing gold and silver sulfide. *ZVMO = Notes of the Russian Mineralogical Society*, CXIII(5), pp. 602–607. (In Russ.)

Nikiforova Z.S., Gerasimov B.B., Glushkova E.G., Kazhenkina A.G. (2018). Indicator features of placer gold as an indicator for predicting formation types of gold ore deposits (East of the Siberian Platform). *Geology and Geophysics*, 59(10), pp. 1643–1657. DOI: 10.15372/GiG20181009

Redin Yu.O., Kozlova V.M. (2014). Gold-bismuth-telluride mineralization in ores of the Serebryany deposit (Lugokan ore cluster, eastern Transbaikalia). *Tikhookeanskaya geologiya = Pacific geology*, 33(3), pp. 38–51. (In Russ.)

Redin Yu.O., Redina A.A., Mokrushnikov V.P., Malyutina A.V., Dultsev V F. (2022). The Kultuma Au–Cu–Fe Skarn Deposit (Eastern Transbaikalia): Magmatism, Zircon Geochemistry, Mineralogy, Age, Formation Conditions and Isotope Geochemical Data. *Minerals*, 12(12). https://doi.org/10.3390/min12010012

Roslyakov N.A., Zhmodik S.M., Kozachenko I.V., Roslyakova N.V., Agafonov L.V. (2010). Argillicites of the Amazarkan gold deposit and the mineral composition of their ores. *Geology and minerageny of Transbaikalia*. Chita: Chitageols'emka, pp. 216–224. (In Russ.)

Savichev A.A., Nevolko P.A., Kolpakov V.V., Redin Yu.O., Mokrushnikov V.P., Svetlitskaya T.V., Sukhorukov V.P. (2021). Typomorphic features of placer gold from the Bystrinsky ore field with Fe-Cu-Au skarn and Mo-Cu-Au porphyry mineralization (eastern Transbaikalia, Russia). *Ore Geology Reviews*, 129. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103948

Savva N.E., Preis V.K. Atlas of native gold of the North-East of the USSR (1990). Moscow: Nauka, 292 p. (In Russ.)

Sekisov A.G., Rubtsov Yu.I., Manzyrev D.V., Emel'yanov S.S. (2014). Justification of technological parameters for heap leaching of gold from refractory ores of the Amazarkan deposit using combined agglomeration. *Kulagin readings: equipment and technology of production processes: XIV international scientific and practical conference*. Chita: ZabGU, 1, pp. 244–249. (In Russ.)

Seminskiy Zh.V. (2021). Clusters of mineral deposits of the Southern East Siberia and prospects for their development: an overview of the problem. *Geodynamics & Tectonophysics*, 12(3s), 754–768. doi: 10.5800/GT-2021-12-3s-0552

The State geological map of Russian Federation. (2010). Scale 1 : 1 000 000 (issue 3). Sheet N-50. Explanatory note. St.Petetsburg: VSEGEI, 377 p. (In Russ.)

Yurgenson G.A., Smirnova O.K., Solodukhina M.A., Filenko R.A. (2016). Geochemical features of ores and technosols from the tailings dump of the Davenda gold-molybdenum mine in eastern Transbaikalia. *Litosfera = Lithosphere*, (2), pp. 91–106. (In Russ.)

Yablokova S.V., Samosorov G.G., Posdnyakova N.N. (2020). Typomorphic features of gold as criteria for the connection of placers with primary sources of the gold-silver type (using the example of the Mnogovershinnoe ore-placer cluster). *Otechestvennaya geologiya*, (4–5), pp. 24–38. DOI: 10.47765/0869-7175-2020-10021

Zhmodik S.M., Roslyakov N.A., Kozachenko I.V., Kvasov G.A. (2012). Modeling and GIS technologies for the prospective assessment of gold mining areas in eastern Transbaikalia. Modern problems of geochemistry: *Proc. Russ. Conf.* Irkutsk: Institut geografii im. V.B. Sochavy SO RAN, 3, pp. 46–50. (In Russ.)

About the Authors

Vladislav V. Kolpakov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

3 Koptyug Av., Novosibirsk, 630090, Russian Federation
e-mail: vladk@igm.nsc.ru

Petr A. Nevolko – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

3 Koptyug Av., Novosibirsk, 630090, Russian Federation

Daria E. Dranishnikova – Engineer, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

3 Koptyug Av., Novosibirsk, 630090, Russian Federation

Manuscript received 5 June 2024;
Accepted 21 October 2024;
Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georesurs.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.6 УДК 553.43:552.11

Геохимия и петрогенезис магматических пород Кутуевского Au-Cu-порфирового рудопроявления (Южный Урал)

С.Е. Знаменский
Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия
e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Изучены петролого-геохимические особенности эффузивных и интрузивных пород Кутуевского Au-Cu-порфирового рудопроявления, расположенного в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. Определение состава пород выполнено методами химического анализа, масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000, а также частично методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре ICPE-9000. Установлено, что Au-Cu-порфировая минерализация рудопроявления ассоциирует с вулкано-интрузивным комплексом, объединяющим долериты, базальты, андезибазальты, их туфы, интрузии габбро-диоритов и диоритов. Все петрохимические типы пород имеют нормальную щелочность. Долериты принадлежат в основном к толеитовой, а базальты, андезибазальты и интрузивные породы – к переходной толеитовой–известково-щелочной сериям. Наиболее вероятным мантийным источником магм для них являлись шпинелевые перидотиты, предварительно метасоматизированные водными флюидами, возникшими при дегидратации пород слэба. На начальных стадиях магмообразования доминировал источник близкий по составу к деплетированной мантии, а в дальнейшем плавлению подвергался более обогащенный мантийный субстрат. В магмогенерации эффузивных и интрузивных пород существенную роль играла фракционная кристаллизация. На состав габбро-диоритов и диоритов также оказывали влияние процессы коровой контаминации. Предполагается, что магматические породы рудопроявления образовались в задуговом бассейне фронтальной островной дуги позднеэмского возраста.

Ключевые слова: Южный Урал, Au-Cu-порфировое оруденение, шпинелевые перидотиты, коровая контаминация, задуговый бассейн

Для цитирования: Знаменский С.Е. (2025). Геохимия и петрогенезис магматических пород Кутуевского Au-Cu-порфирового рудопроявления (Южный Урал). *Георесурсы,* 27(1), с. 194–207. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.6

Введение

Кутуевское Au-Cu-порфировое рудопроявление расположено в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) на северном окончании Магнитогорской мегазоны Южного Урала. В этой части сутурной зоны известно еще несколько небольших месторождений и рудопроявлений, относящихся к порфирово-эпитермальному семейству (Салаватское, Вознесенское, Медногорское, Николаевское и др.) (Кривцов, 1983, Грабежев, Белгородский, 1992; Знаменский, Холоднов, 2018; и др.). Возраст и условия их образования являются предметом дискуссии. По представлениям большинства исследователей порфировое оруденение зоны ГУР на Южном Урале связано с интрузиями, комагматичными вулканитам ирендыкской базальт-андезито-базальтовой формации (D_2) (Грабежев, Белгородский, 1992; Андреев и др., 2018; и др.). Согласно палеовулканологическим реконструкциям, выполненным И.Б. Серавкиным с соавторами (1992), ирендыкская формация образовалась в обстановке развитой островной дуги. Вместе с тем в последние годы были опубликованы данные по изотопному возрасту, свидетельствующие о том, что порфировое оруденение начало формироваться в южноуральском сегменте зоны ГУР уже в раннем девоне на начальных стадиях развития Магнитогорской палеоостровной дуги (Грабежев и др. 2017; Kosarev et al., 2014; Плотинская, 2023). В частности, О.Ю. Плотинской (Плотинская, 2023) для молибденита Вознесенского месторождения, относящегося к эталонным Cu-порфировым объектам, связанным с ирендыкским магматизмом (Кривцов, 1983), получены Re-Os датировки 396±6 и 394±6 млн лет. В современных геохронологических схемах они соответствуют позднему эмсу.

Порфировые рудно-магматические системы считаются образованиями, имеющими смешанный корово-мантийный источник. Роль мантийных и коровых источников в формировании магматических систем и их рудоносности достаточно детально изучена для месторождений

© 2025 С.Е. Знаменский
Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

активных континентальных окраин (Richards, 2011). В настоящее время наиболее популярной, особенно среди зарубежных исследователей, является MASH модель генерации расплавов, предполагающая ассимиляцию материала континентальной коры мантийными расплавами и, как следствие этого, эволюцию состава магм от базальтового к андезитовому (Richards, 2022). Механизмы магмогенерации для месторождений, сформировавшихся в энсиматических островных дугах, изучены значительно слабее (Sillitoe, 2009; Грабежев и др., 2017).

Исследования, ранее выполненные на Кутуевском рудопроявлении (Знаменский и др., 2019; Знаменский и др., 2022), базировались на весьма ограниченном геохимическом материале (1–2 пробы для каждого типа пород), который не позволил детально охарактеризовать петролого-геохимические особенности рудовмещающих пород. Цель настоящей статьи – на основе новых геохимических данных для эффузивных и интрузивных пород рудопроявления оценить возможные источники и геодинамические обстановки генерации магматических расплавов, продуцировавших порфировое оруденение.

Краткая геологическая характеристика рудопроявления

Современная структура Кутуевского рудопроявления представляет собой пакет тектонических пластин, ограниченных разрывными нарушениями крутого юго-восточного падения (рис. 1).

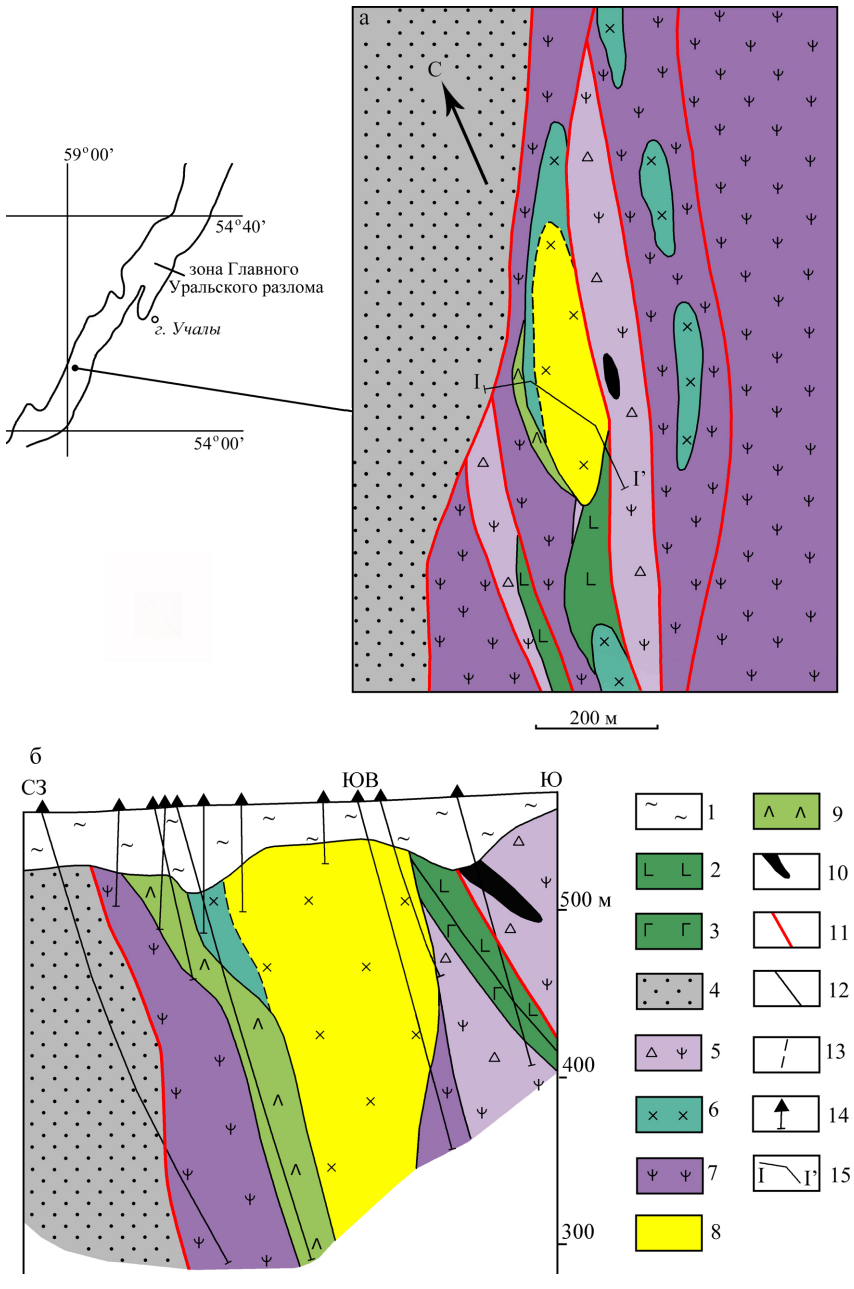


Рис. 1. Схема геологического строения (а) и разрез по линии I–I’ (б) Кутуевского рудопроявления (составлены с использованием данных ОАО «Башкиргеология»): 1 – кора выветривания; 2 – пироксен-плагиофировые базальты и андезибазальты; 3 – афировые и плагиофировые долериты; 4 – терригенно-тефроидные гравелиты, песчаники, алевролиты, яшмоиды и обломочные известняки; 5 – серпентинитокластические брекчии и офиокальциты; 6 – габбро-диориты и диориты; 7 – массивные серпентиниты; 8 – зона штокверковой сульфидно-кальцитовой минерализации; 9 – лиственити; 10 — колчеданные руды; 11 – разломы; 12 – геологические границы; 13 – границы зоны штокверковой минерализации; 14 – скважины; 15 – линия геологического разреза I–I’.

Отдельные пластины сложены терригенно-тефроидными породами с прослоями яшмоидов и обломочных известняков, сопоставимыми по литолого-фациальному составу с отложениями ильтибановской толщи (D_1lh) (Маслов, Артюшкова, 2010), массивными серпентинитами, серпентинитокластическими брекчиями эдафогенной природы с горизонтами офиокальцитов, местами перекрытыми маломощной толщей вулканогенных пород.

Серпентинитокластические брекчии имеют в зоне ГУР на Южном Урале региональное распространение и залегают в основании нижнедевонского разреза (Знаменский и др., 2019). С этими брекчиями ассоциируют многочисленные мелкие Co-Cu-колчеданные месторождения ивановского типа (Ивановское, Дергамышское, Ишкининское и другие) (Серавкин и др., 1992). На Кутуевском рудопроявлении в серпентинитокластических брекчиях одной из тектонических пластин локализовано несколько небольших линз массивных Co-Cu-колчеданных руд пирит-пирротин-халькопиритового состава.

Основание толщи вулканогенных пород, перекрывающей серпентинитокластические брекчии, слагают афировые и плагиофировые долериты, которые вверх по разрезу постепенно сменяются пироксен-плагиофировыми базальтами и андезибазальтами, содержащими в подчиненном количестве литокристаллокластические туфы основного состава. По данным электронно-микроскопических исследований пироксен в эффузивах представлен авгитом и диопсидом. Возраст вулканогенных пород не установлен.

По результатам поисковых буровых работ в пределах рудопроявления выявлена серия дайкообразных в плане тел габбро-диоритов и диоритов, прорывающих вулканогенные породы. Тела имеют длину по простиранию 200–350 м при ширине до 150 м. Габбро-диориты и диориты представляют собой мелкозернистые, иногда среднезернистые породы с массивной текстурой. Преобладают разновидности с порфировидной структурой, которая обусловлена наличием фенокристаллов плагиоклаза. Основная масса имеет, главным образом, призматическизернистую структуру. Главными минералами являются плагиоклаз, близкий по составу к андезину, и клинопироксен, представленный авгитом и диопсидом. Моноклинный пироксен в значительной степени замещен зеленой роговой обманкой часто в ассоциации с кварцем.

Рудная зона Кутуевского рудопроявления приурочена к наиболее крупному телу габбро-диорит-диоритового состава, залегающему среди серпентинитов в центральной части рудопроявления. Она представляет собой сульфидно-кальцит-кварцевый штокверк. Внутри интрузивного тела рудный штокверк приурочен к зоне хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов и иногда выходит за ее пределы в пропилитизированные габбро-диориты и диориты. Пропилиты относятся к эпидот-актинолитовой фации. Вдоль западного контакта рудоносной интрузии местами развиты лиственитs фуксит-карбонат-кварцевого состава, которые наложены на Au-Cu-порфировую минерализацию.

Методы исследования

Образцы для исследований были отобраны из керна поисковых скважин. Содержание петрогенных компонентов в породах определялось в химической лаборатории Института геологии УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина) методом «мокрой химии». Определение редких элементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 фирмы PerkinElmer Inc. (США) в лаборатории физических и химических методов исследований Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Киселева), а также частично методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре ICPE-9000 фирмы Shimadzu (Япония) в Институте Нефтехимпереработки (г. Уфа, аналитик А.М. Карамова). Результаты аналитических исследований приведены в таблице.

Результаты

Содержание SiO_2 в долеритах составляет 48–50%, в базальтах – 48–49%, в андезибазальтах — 52–54%. В габбро-диоритах и диоритах концентрации SiO_2 варьируют в интервале от 53.8 до 57.8% (таблица). По содержанию TiO_2 эффузивные и интрузивные породы принадлежат к низко- и умеренно-титанистым образованиям.

На диаграмме TAS большинство фигуративных точек составов эффузивных и интрузивных пород попадают в поле магматитов нормальной щелочности (рис. 2а). В трех пробах (№ 333/128, 333/98 и 333/127) долериты и базальты имеют субщелочной состав, главным образом, из-за повышенных содержаний Na_2O, что, по всей вероятности, связано с альбитизацией пород. На диаграмме отношений малоподвижных при вторичных изменениях элементов Zr/Ti–Nb/Y точки составов эффузивных и интрузивных пород располагаются в поле магматических образований нормальной щелочности (рис. 2б). По соотношению содержаний K_2O и SiO_2 среди эффузивных пород преобладают низко-калиевые разновидности (рис. 2в). Интрузивные образования относятся к умеренно-калиевой серии. Все типы пород рудопроявления характеризуются невысокой магнезиальностью ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.3–0.52$).

На диаграмме Zr-Y фигуративные точки составов долеритов концентрируются в поле толеитовой серии (рис. 2г). Базальты, андезибазальты и интрузивные породы имеют в основном переходный от толеитового к известково-щелочному состав. Часть габбро-диоритов по соотношению Zr и Y соответствует известково-щелочным породам.

На диаграммах Харкера эффузивные и интрузивные породы образуют единые тренды (рис. 3), что позволяет рассматривать их в качестве генетически родственных образований. С ростом кремнекислотности уменьшаются содержания TiO_2, $FeO_{общ}$ и MgO. Содержание глинозема от долеритов и базальтов к породам андезибазальтового состава увеличивается, а в дальнейшем с увеличением кремнекислотности снижается.

По сравнению с N-MORB все петрохимические типы пород рудопроявления имеют более низкие содержания высокозарядных и редкоземельных элементов (рис. 4). Породы обогащены Rb, Cs, Ba, U, Th и Pb и обеднены Ta, Nb и Zr относительно других высокозарядных элементов, например РЗЭ. Габбро-диориты и диориты обладают повышенными содержаниями Cu (до 109.21 г/т).

Компонент/ образец	333/124*	333/126*	333/127*	333/120*	333/112*	333/128*
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48.0	49,0	50.0	50.0	50.0	48.0
TiO_2	1.25	1.14	1.14	1.11	1.05	0.8
Al_2O_3	16.0	16.0	16.8	16.0	16.2	16.0
Fe_2O_3	4.4	3.27	2.64	3.2	3.3	2.64
FeO	7.0	7,69	9.7	7.18	7.0	6.87
MnO	0.22	0.16	0.14	0.2	0.22	0.29
CaO	5.26	6.24	3.4	5.6	5.68	8.6
MgO	7.0	6.6	5.3	6.8	8.0	7.1
Na_2O	4.0	4.0	4.6	4.0	3.2	4.1
K_2O	0.6	0.27	1.0	0.6	0.55	1.05
P_2O_5	0.09	0.14	0.12	0.14	0.14	0.09
ппп	6.0	5.22	4.96	4.56	4.22	4.26
Сумма	99.82	99.73	99.8	99.39	99.56	99.8
V	305.23	401.15	433.52	295.47	230.85	200.55
Cr	31.03	28.6	23.28	9.04	14.97	62.41
Co	30.21	35.15	40.69	33.36	36.06	27.95
Ni	16.75	9.82	14.01	9.05	23.66	24.14
Cu	65.44	47.33	13.78	22.08	41.67	74.87
Rb	5.48	3.55	4.92	2.1	1.9	16.89
Sr	108.42	105.48	117	118.82	126.89	243.06
Y	19.52	19.48	20.21	17.64	18.21	12.97
Zr	42.26	43.25	45.45	41.73	65.27	38.16
Nb	1.4	1.55	1.57	1.39	3.73	1.79
Cs	1.76	1.34	1.92	0.78	0.29	0.67
Ba	23.515	21.26	25.63	14.26	19.74	65.34
La	2.63	3.22	3.38	2.3	4.07	2.46
Ce	6.65	8.12	8.66	6.04	9.86	5.51
Pr	1.07	1.18	1.28	0.98	1.5	0.82
Nd	5.49	5.93	6.29	5.11	7.18	3.97
Sm	1.79	1.91	2.01	1.74	2.11	1.19
Eu	0.65	0.64	0.65	0.59	0.62	0.49
Gd	2.38	2.34	2.42	2.26	2.54	1.53
Tb	0.4	0.41	0.43	0.38	0.41	0.25
Dy	2.85	2.74	2.88	2.7	2.81	1.69
Ho	0.63	0.61	0.61	0.6	0.61	0.38
Er	1.91	1.84	1.88	1.78	1.8	1.12
Tm	0.29	0.26	0.27	0.27	0.27	0.16
Yb	1.9	1.72	1.78	1.77	1.74	1.09
Lu	0.3	0.25	0.27	0.27	0.27	0.17
Hf	1.19	1.11	1.13	1.17	1.62	0.78
Ta	0.08	0.08	0.08	0.08	0.22	0.11
Pb	0.52	0.545	1.12	0.53	1.45	3.17
Th	0.55	0.53	0.48	0.57	0.76	0.36
U	0.31	0.31	0.29	0.31	0.28	0.17

Таблица. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в эффузивных и интрузивных породах Кутуевского рудопроявления: 1–5 – долериты, 6–8 – базальты, 9–11 – андезибазальты, 12–18 – габбро-диориты и диориты. Содержание редких элементов определено: * – методом ICP-MS, ** – методом ICP-AES.

Компонент/ образец	333/98*	333/100*	333/109*	333/59*	333/137*	302/83*
	7	8	9	10	11	12
SiO_2	48.5	49.0	52.0	53.8	54.0	52,3
TiO_2	0.96	0.78	1.05	1.0	0.6	0.62
Al_2O_3	16.5	16.5	16.4	16.7	17.0	16.6
Fe_2O_3	3.12	2.64	3.3	2.65	2.84	3.31
FeO	7.81	5.46	6.17	6.74	4.6	5.47
MnO	0.18	0.19	0.23	0.21	0.13	0.14
CaO	5.6	8.52	6.52	5.84	5.68	8.11
MgO	6.2	8.0	4.6	6.0	6.9	6.0
Na_2O	4.6	4.0	4.0	4.1	4.0	2.86
K_2O	0.54	0.54	0.6	0.27	1.0	1.09
P_2O_5	0.12	0.12	0.06	0.13	0.21	0.14
ппп	6.3	4.8	4.86	2.2	2.84	3.43
Сумма	100.43	100.55	99.79	99.64	99.8	100.07
V	351.63	279.54	183.74	321.02	201.34	278.24
Cr	33.54	32.43	15.78	51.88	76.51	44.72
Co	35.61	29.94	31.59	31.96	18.72	21.25
Ni	16.31	24.47	23.07	35.49	21.57	24.87
Cu	26.09	20.93	10.81	57.18	86.89	51.6
Rb	4.48	2.19	1.64	11.98	25.35	11.09
Sr	148.17	201.84	140	298.52	341.55	377.62
Y	19.11	16.37	17	8.1	12.22	6.26
Zr	38.78	50	63.17	30.53	56.3	35.47
Nb	1.28	3.33	3.59	0.8	2.18	1.01
Cs	0.01	0.44	0.3	0.52	0.46	0.74
Ba	42.27	24.89	13.26	239.16	198.23	231.07
La	2.67	4.35	3.92	2.82	7.61	5.4
Ce	6.88	10.31	9.64	6.09	14.54	12.01
Pr	1.01	1.46	1.45	0.83	1.91	1.58
Nd	5.16	6.83	6.99	3.69	7.89	6.67
Sm	1.76	1.95	2.04	0.97	1.74	1.78
Eu	0.6	0.66	0.6	0.22	0.49	0.44
Gd	2.22	2.18	2.43	0.97	1.61	1.2
Tb	0.4	0.37	0.39	0.15	0.23	0.18
Dy	2.7	2.41	2.68	1.1	1.61	1.19
Ho	0.58	0.51	0.57	0.23	0.35	0.24
Er	1.77	1.54	1.71	0.78	1.07	0.87
Tm	0.25	0.21	0.25	0.12	0.16	0.14
Yb	1.61	1.44	1.62	0.84	1.11	0.91
Lu	0.24	0.21	0.25	0.13	0.18	0.15
Hf	0.98	1.18	1.59	0.64	1.34	1.01
Ta	0.06	0.15	0.22	0.03	0.12	0.09
Pb	0.4	0.66	0.87	0.97	4.89	3.76
Th	0.44	0.53	0.73	0.84	0.93	0.89
U	0.26	0.3	0.33	0.68	0.58	0.5

Таблица. Продолжение

Компонент/ образец	302/86*	333/165*	333/76**	375/36*	302/68*	333/64*
	13	14	15	16	17	18
SiO_2	54.0	54.0	54.82	56.2	57.0	57.8
TiO_2	1.02	0.96	0.44	0.27	0.3	0.29
Al_2O_3	17.0	17.0	16.9	16.7	16.4	16.8
Fe_2O_3	4.0	3.8	3.72	4.4	3.75	2.52
FeO	5.25	4.16	4.41	3.6	5.0	4.93
MnO	0.13	0.14	0.09	0.07	0.11	0.06
CaO	5.6	7.38	6.93	5.26	7.1	6.4
MgO	4.6	5.0	5.3	5.0	3.0	3.7
Na_2O	2.7	2.68	2.71	2.7	2.86	4.1
K_2O	1.0	1.0	1.1	0.9	1.25	0.91
P_2O_5	0.21	0.14	0.14	0.14	0.12	0.08
ппп	4.22	4.64	3.36	4.48	2.9	2.12
Сумма	99.73	100.9	99.92	99.72	99.79	99.71
V	264.73	275.81	281.4	193.09	278.12	264.2
Cr	35.29	44.02	37.35	21.56	42.13	37.43
Co	19.45	26.28	23.17	12.99	22.97	18.83
Ni	20.88	37.31	24.31	16.02	21.39	20.51
Cu	83.96	109.21	63.2	37.09	54.96	47.21
Rb	9.12	4.75		6.74	19.34	18.24
Sr	459.49	81.76	402.31	272.48	446.83	331.9
Y	6.5	7.23	7.01	5.83	8.32	7.24
Zr	37.39	29.24	36.12	17.81	26.45	25.93
Nb	0.9	1.67	0.92	0.76	1.21	0.91
Cs	0.37	0.21		0.15	0.92	0.87
Ba	227.75	35.93	176.98	123.57	335.99	322.14
La	5.57	6.91	5.63	5.17	5.09	5.82
Ce	12.27	14.34		11.17	10.68	12.14
Pr	1.62	1.84		1.46	1.38	1.43
Nd	6.73	7.56		6.09	5.98	6.12
Sm	1.44	1.76		1.3	1.37	1.46
Eu	0.45	0.53		0.41	0.39	0.43
Gd	1.2	1.5		1.17	1.15	1.27
Tb	0.18	0.23		0.17	0.18	0.18
Dy	1.22	1.44		1.12	1.17	1.19
Ho	0.27	0.32		0.25	0.26	0.26
Er	0.89	1.01		0.8	0.8	0.84
Tm	0.13	0.14		0.12	0.13	0.13
Yb	0.97	0.97	0.91	0.8	0.87	0.88
Lu	0.15	0.15		0.13	0.13	0.14
Hf	0.65	0.65		0.61	0.65	0.64
Ta	0.04	0.11		0.05	0.04	0.05
Pb	2.37	3.15		1.49	2.72	2.14
Th	1.31	2.36		1.21	1.1	1.3
U	0.32	1.05		0.42	0.37	0.39

Таблица. Продолжение

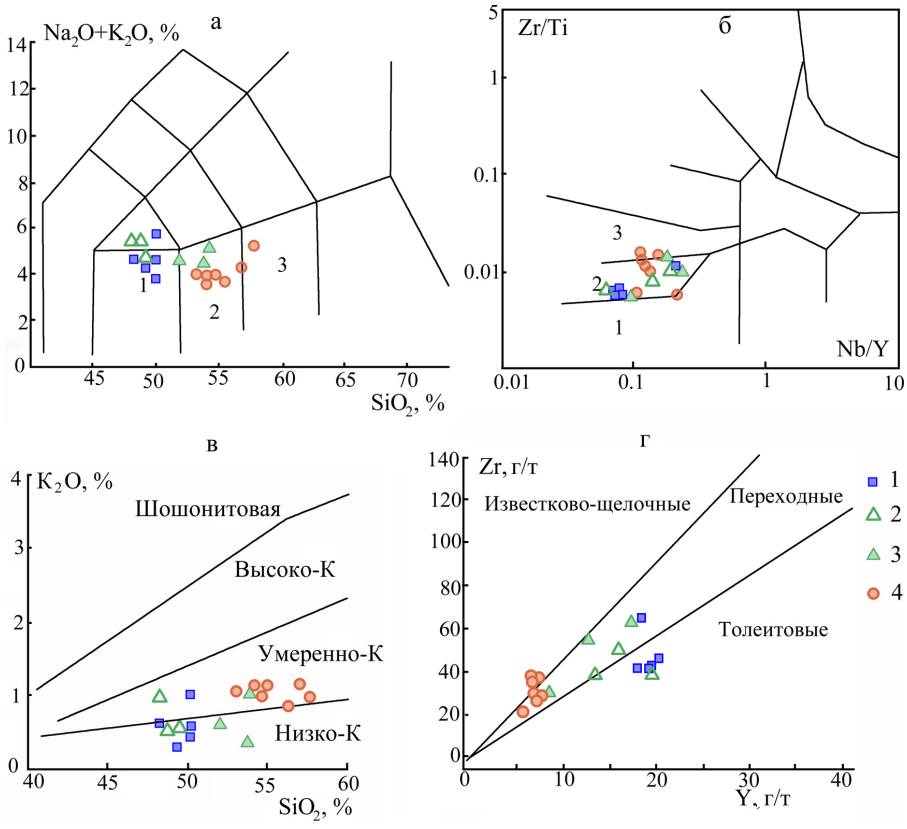


Рис. 2. Диаграммы (Na_2O+K_2O)–SiO_2 (а) (Middlemost, 1994), Zr/Ti–Nb/Y (б) (Winchester, Floyd, 1977), K_2O–SiO_2 (в) (Peccerillo , Taylor, 1976) и Zr–Y (г) (MacLean, Barrett, 1993) для эффузивных и интрузивных пород: 1 – долериты; 2 – базальты; 3 – андезибазальты; 4 – габбро-диориты и диориты; а: 1 –габбро, 2 –габбро-диориты, 3 – диориты; б: 1 –субщелочные базальты, 2 – базальты и андезиты, 3 –андезиты.

Спектры распределения РЗЭ в долеритах и базальтах слабо дифференцированы. Значения La_N/Yb_N составляют 0.93–2.16 (рис. 5а, б).

Степень дифференциации между легкими и тяжелыми лантаноидами несколько увеличивается в андезибазальтах (La_N/Yb_N = 1.74–4.91). Дифференциация внутри тяжелых лантаноидов в вулканогенных породах не выражена (Gd_N/Yb_N = 0.96–1.25). Значения Sm/Yb составляют 0.94–1.57. Для эффузивных пород характерны небольшие отрицательные аномалии Eu (Eu/Eu* = 0.82–0.98). Аномалии Eu рассчитывались по формуле: $Eu/Eu^* = Eu_N/\sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$.

Габбро-диориты и диориты характеризуются более высокой степенью обогащения ЛРЗЭ (рис. 5в). Значения $(La/Yb)_N$ составляют 3.9–4.49. Дифференциация внутри ТРЗЭ отсутствует ($(Gd/Yb)_N$ = 1.0–1.25). Значения отношений Sm/Yb находятся в пределах 1.48–1.96. Аномалии Eu на графиках РЗЭ не выражены (Eu/Eu* = 0.94–1.05).

На диаграммах SiO_2–микроэлементы La, Nb, Zr и Y образуют единые тренды (рис. 6). При этом с ростом SiO_2 содержания La увеличиваются, а концентрации Nb, Zr и Y уменьшаются. Содержания Cr, Ni не зависят от кремнекислотности.

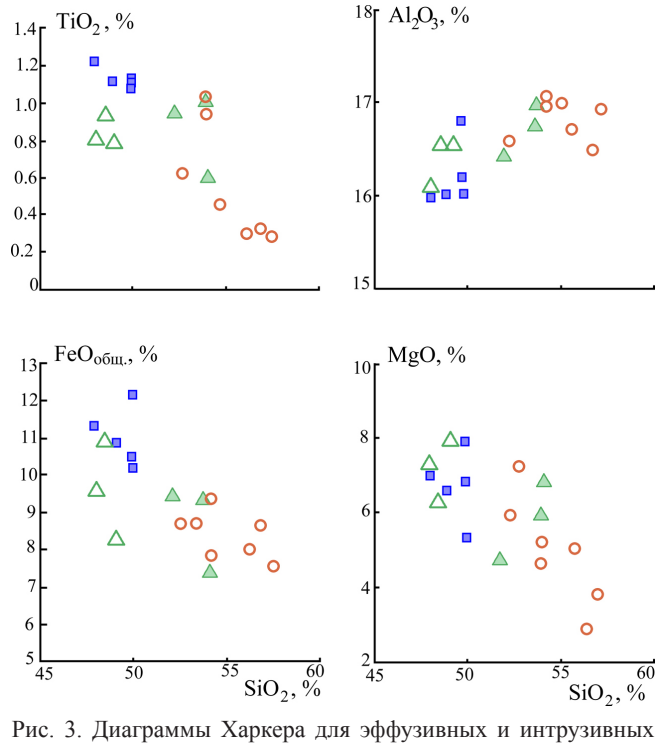


Рис. 3. Диаграммы Харкера для эффузивных и интрузивных пород. Условные обозначения см. на рис. 2.

Обсуждение результатов

Геохимические данные позволяют говорить о наб-субдукционной природе эффузивных и интрузивных пород рудопроявления. Спектры распределения в них редких элементов близки между собой и демонстрируют

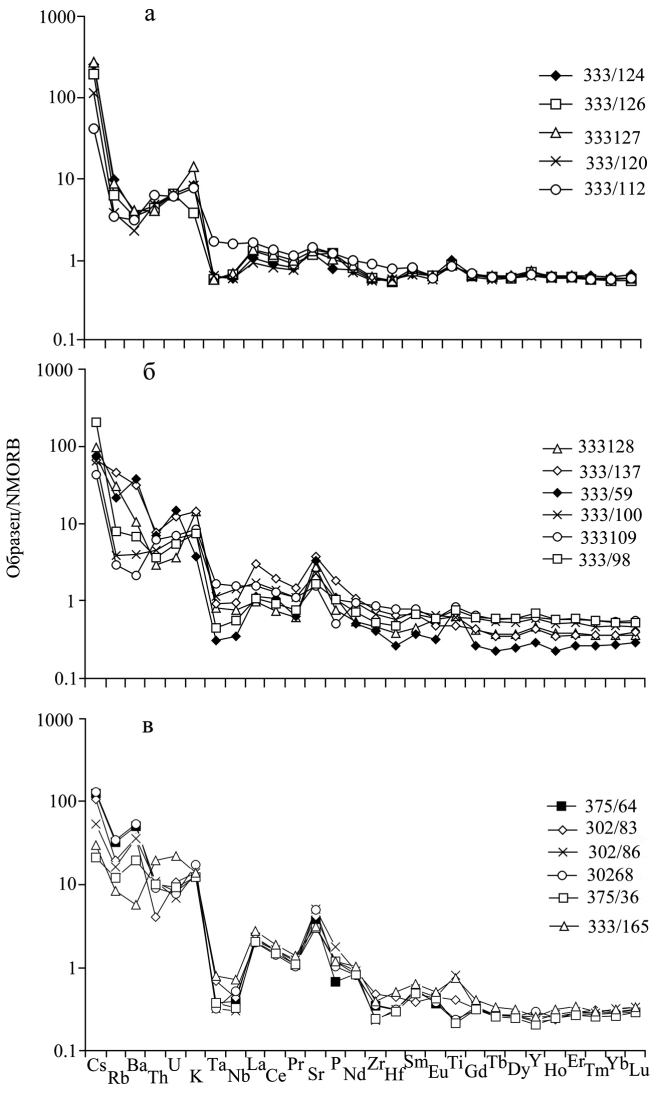


Рис. 4. Тренды распределения редких элементов в долеритах (а), базальтах и андезибазальтах (б) и интрузивных породах (в).

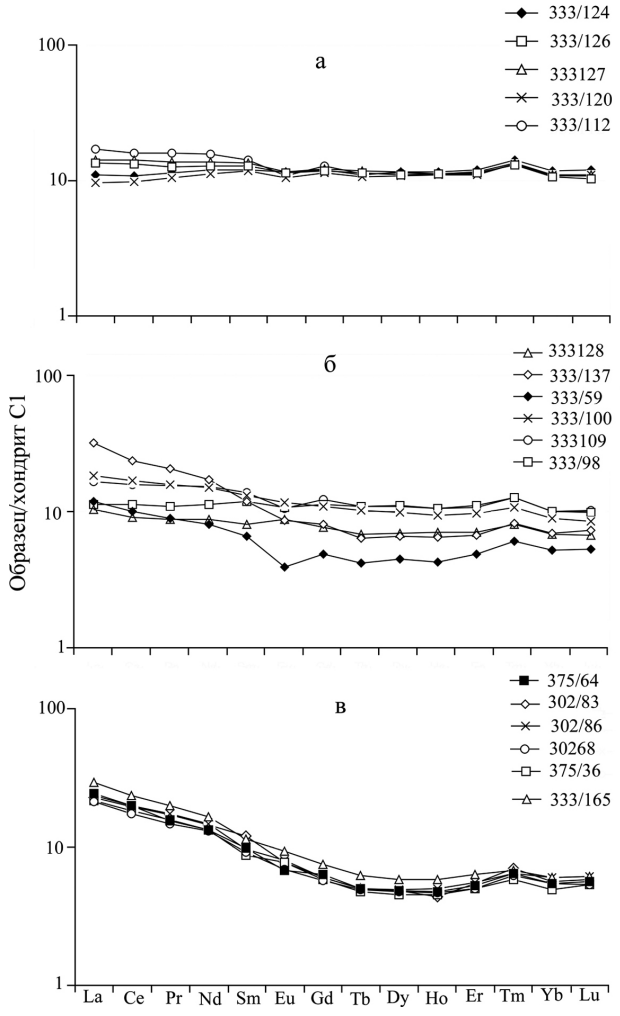


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов в долеритах (а), базальтах и андезибазальтах (б) и интрузивных породах (в).

на спайдерграммах обогащение крупноионными элементами (K, Rb, Cs, Ba), U, Th и Pb относительно высокозарядных и редкоземельных элементов, а также наличие отрицательных аномалий Ta, Nb, Zr и положительные аномалии Sr, что характерно для островодужных магматитов (рис. 4). В то же время на трендах эффузивных пород проявлены не свойственные для островодужных образований положительные аномалии Ti. На спектрах интрузивных пород эти аномалии носят знакопеременный характер.

Состав магматических расплавов, формирующихся в надсубдукционных обстановках, зависит от ряда факторов, основными из которых являются тип мантийного источника, степень частичного плавления, процессы кристаллизационной дифференциации и контаминации расплава коровым материалом и метасоматоз мантийного клина флюидами и/или расплавами, отделившимися от слэба (Школьник и др., 2009; Castillo et al., 1999; и др.).

Возможные мантийные источники и степень частичного плавления

Для оценки состава мантийного источника используются отношения некогерентных элементов, консервативных во флюидной фазе. Весьма информативными для выделения плюмового и неплюмового мантийных источников являются соотношения Nb/Y и Zr/Y (Condie, 2005). На диаграмме Nb/Y–Zr/Y практически все точки эффузивных и интрузивных пород Кутуевского рудопроявления, за исключением одной пробы базальта (№ 333/100), располагаются ниже линии ΔNb (ΔNb = log(Nb/Y)+1.74–1.92log(Zr/Y)), разделяющей поля плюмовых и неплюмовых мантийных источников (рис. 7а). При этом основные эффузивы концентрируются в поле N-MORB, тогда как андезибазальты, габбро-диориты и диориты тяготеют к полю островодужных вулканитов.

Позиция точек пород на диаграмме Sm/Yb–La/Sm (рис. 7б) показывает, что источник расплавов для эффузивных и интрузивных пород рудопроявления мог иметь состав шпинелевого перидотита. Отсутствие дифференциации внутри ТРЗЭ (Gd_N/Yb_N = 0.96–1.25) и невысокие значения La_N/Yb_N (≤ 4.91) также свидетельствуют о том, что гранат не играл существенной роли в источнике. В целом эффузивные и интрузивные породы характеризуются достаточно низкими степенями частичного плавления. Для эффузивных пород этот показатель составляет 0.3–10%, а для интрузивных пород 0.1–1%.

Степень обогащения мантийного источника до его контаминации субдукционной или коровой компонентой

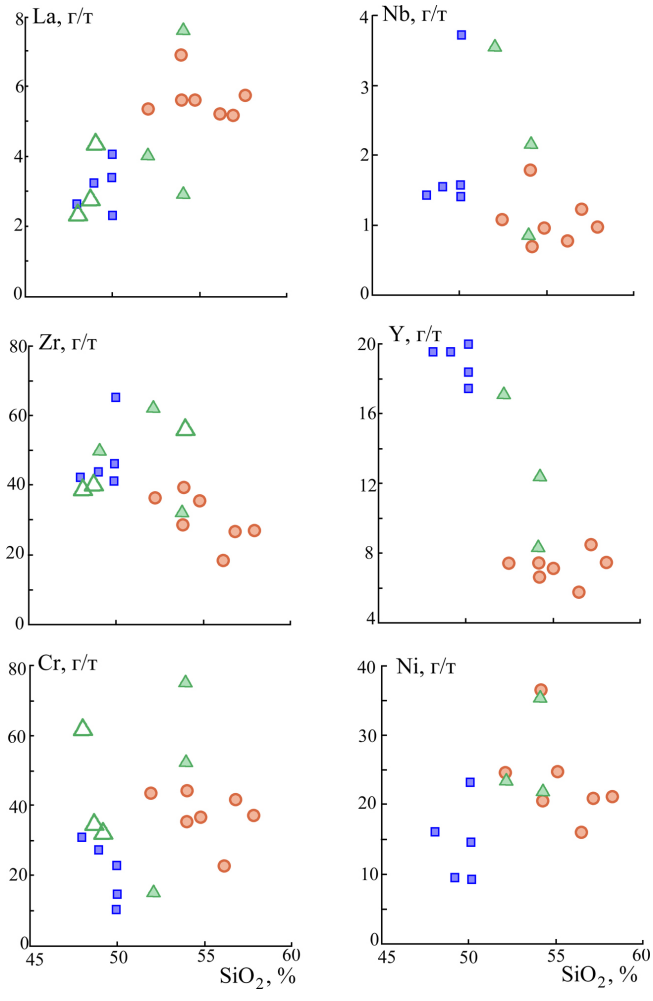


Рис. 6. Диаграммы SiO_2 – микроэлементы для эффузивных и интрузивных пород. Условные обозначения см. на рис. 2.

позволяют охарактеризовать отношения некогерентных элементов, немобильных во флюидной фазе и имеющих высокий валовый коэффициент распределения (> 1) минеральные фазы-флюид: Nb/Yb, Ta/Yb и другие (Di Vincenzo, Rochi, 1999; Pearce, 2008; и др.). Вариации значений Nb/Yb в большинстве проб долеритов и в одном образце базальтов (№ 333/98) (0.74–0.9) близки к значениям этого коэффициента в N–MORB (~ 0.8) (McDonoungh, Sun, 1995). В остальных пробах вулканогенных и интрузивных пород величина Nb/Yb (0.93–2.33) превышает средние значения этого показателя в N–MORB, что свидетельствует об относительной обогащенности мантийного источника. По всей вероятности, на начальных стадиях магмообразования доминировал источник близкий по составу к деплетированной мантии, а в дальнейшем плавлению подвергался более обогащенный мантийный субстрат. Повышенные, по сравнению с мантийными источниками, значения Th/Yb в породах рудопроявления отражают вклад в их формирование субдукционной и/или коровой компоненты (рис. 7в).

Фракционная кристаллизация и коровая контаминация

Единые тренды распределения петрогенных и ряда некогерентных элементов могут служить косвенным признаком существенной роли кристаллизационной дифференциации в происхождении магматических пород рудопроявления (рис. 3, 6). Обеднение пород TiO_2, $FeO_{общ}$, MgO, Nb и Zr и обогащение La можно объяснить фракционированием клинопироксена. Изменение наклона тренда Al_2O_3–SiO_2 в области андезибазальтовых составов, скорее всего, связано с появлением во фракционирующем минеральном парагенезисе плагиоклаза.

В то же время особенности распределения таких когерентных элементов, как Cr и Ni, не согласуются с моделью кристаллизационной дифференциации (рис. 6). Следует также отметить довольно широкий разброс точек составов пород на диаграммах. Все это дает основание полагать, что кристаллизационная дифференциация осложнялась наложением других процессов, скорее всего, ассимиляцией магматическими расплавами вещества коры при их подъеме к поверхности. Очевидно, что энергетические затраты магматической системы на плавление и ассимиляцию вмещающих пород должны приводить к кристаллизации расплавов. По данным многих исследователей, процессы кристаллизационной дифференциации и ассимиляции связаны в природе в единый AFC процесс (Willson, 1991). При AFC процессах распределение точек составов пород носит гиперболический характер на диаграммах с парными отношениями четырех компонентов и линейный на диаграммах с парными отношениями трех компонентов. Распределение точек составов эффузивных и интрузивных пород Кутуевского рудопроявления на диаграммах $FeO_{общ}/SiO_2$–Al_2O_3/TiO_2 и $FeO_{общ}/SiO_2$–TiO_2/SiO_2 свидетельствует об участии процессов смешения расплавов (источников) при магмообразовании (рис. 8). Как видно на рис 8 а, при формировании эффузивных пород преобладала фракционная кристаллизация, тогда как в генерации габбро-диоритов и диоритов заметную роль играли процессы ассимиляции вещества коры. По всей вероятности, с эффектом контаминации связаны повышенные значения La/Nb (4.1–6.8) в интрузивных породах.

Роль субдукционного компонента

Для определения вклада флюидов и расплавов в метасоматоз мантийного субстрата обычно используются отношения некогерентных элементов, имеющих разную подвижность во флюидной фазе. П.Р. Кастилло с соавторами (1999) для этих целей предложено использовать парные отношения Ba/La и La/Yb. Ba является элементом весьма мобильным в водном флюиде; La – к слабо мобильным, а Yb – к наиболее инертным (при отсутствии в рестите граната). На рис. 7г фигуративные точки эффузивных и интрузивных пород рудопроявления располагаются параллельно линии смешения MORB – флюид/осадок, что свидетельствует о существенном вкладе в магмогенезис интрузивных пород элементов, мобильных во флюидной фазе (Castillo et al., 1999). Повышенные содержания Cu в габбро-диоритах и диоритах, достигающие 109.21 г/т, скорее всего, связаны с метасоматозом перидотитов флюидами, которые экстрагировали этот металл из субдуцирующей океанической плиты. По оценкам В.М. Уайта и Е.М. Кляйна (2014), концентрации Cu в базальтах океанической коры существенно выше (~ 80 г/т), чем в мантии (~ 20 г/т).

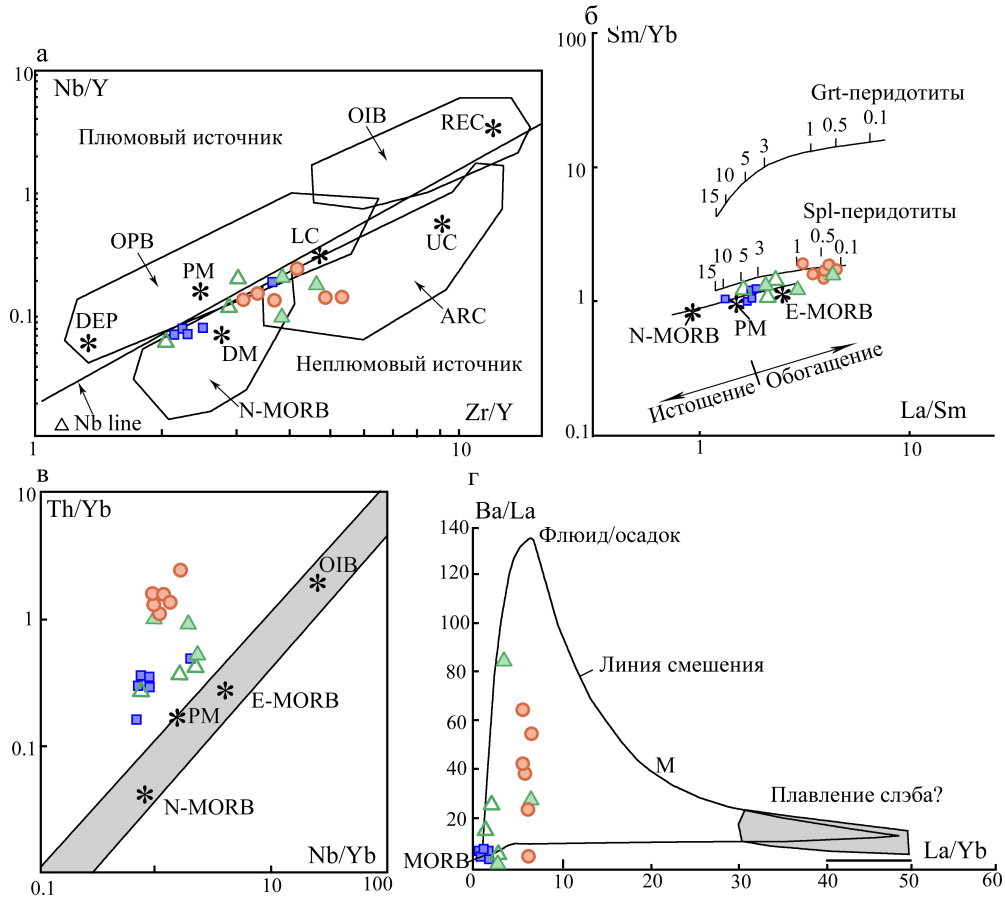


Рис. 7. Диаграммы Nb/Y–Zr/Y (а) (Condie, 2005), Sm/Yb–La/Sm (б) (Школьник и др., 2009), Th/Yb–Nb/Yb (в) (Pearce, 2008) и Ba/La–La/Yb (г) (Castillo et al., 1999) для эффузивных и интрузивных пород. Условные обозначения см. на рис. 2.

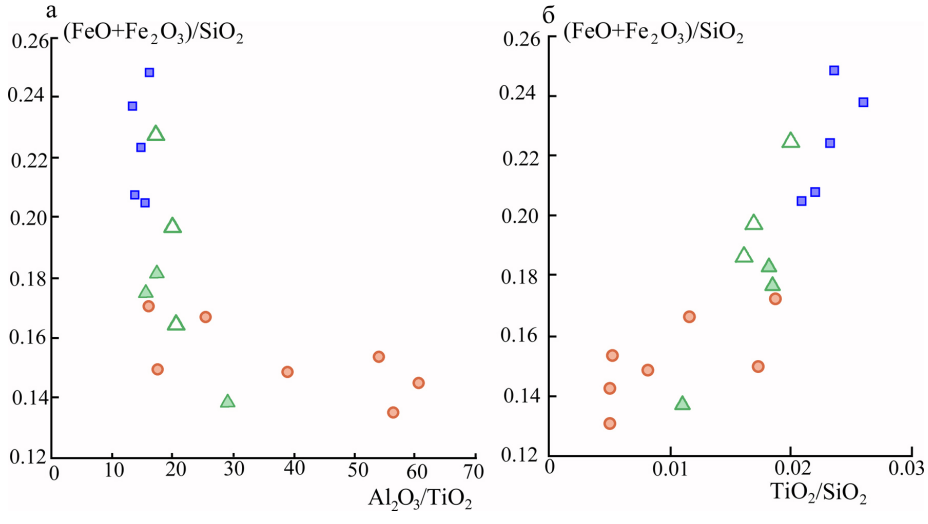


Рис. 8. Составы эффузивных и интрузивных пород Кутуевского рудопроявления на диаграммах $(FeO+Fe_2O_3)/SiO_2$–Al_2O_3/TiO_2 (а) и $(FeO+Fe_2O_3)/SiO_2$ (б). Условные обозначения см. на рис. 2.

Геодинамические условия образования

В зоне ГУР на северном окончании Магнитогорской мегазоны развиты вулканогенные породы поляковской свиты (O_2), верхнеэмского комплекса и ирендыкской свиты (D_2) (Маслов, Артюшкова, 2010). Поляковская свита представлена базальтами, которые, по данным многих исследователей, образовались на океанической стадии развития южноуральского орогена (Серавкин и др., 1992; Пучков, 2010; и др.). Формирование вулканических ассоциаций позднеэмского и среднедевонского возраста, как отмечалось выше, связано с субдукционными процессами. По химическому составу магматические породы Кутуевского рудопроявления близки к верхнеэмским вулканитам. Это наглядно иллюстрирует диаграммы Al_2O_3–TiO_2 и Zr/Nb-Nb/Th (рис. 9). Породы верхнеэмского комплекса имеют слабо дифференцированный базальт-андезибазальтовый иногда андезитовый состав, характеризуются нормальной щелочностью и принадлежат к толеитовой и переходной толеитовой–известково-щелочной петрохимическим сериям (Знаменский и др., 2019).

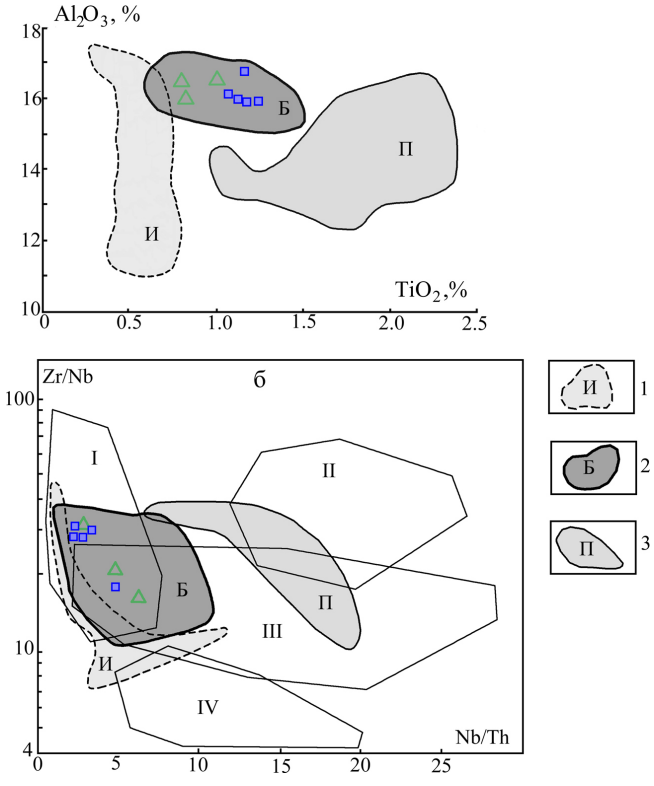


Рис. 9. Диаграммы Al_2O_3–TiO_2 (а) и Zr/Nb–Nb/Th (б) (Condie, 2005) для основных пород: 1–3 – поля составов базальтов поляковской свиты (O_2) (1), верхнеэмских комплексов (2) и ирендыкской свиты (D_2) (3) зоны ГУР (Spadea et al., 2002; Косарев и др., 2005; Nimis et al., 2010; Знаменский, Мичурин, 2013; Знаменский и др., 2019). На диаграмме б, поля составов базальтов: I – островных дуг, II – СОХ, III – океанических плато, IV – океанических островов. Остальные обозначения см. на рис. 2.

Близость химических составов дает основание предполагать аналогичный позднеэмский возраст эффузивов и интрузивных пород Кутуевского рудопроявления.

В южных районах Магнитогорской мегазоны вулканогенные толщи позднеэмского возраста имеют дифференцированный базальт-риолитовый состав и представлены баймак-бурибаевской свитой, которая содержит многочисленные колчеданные месторождения. Согласно палеовулканологическим реконструкциям (Серавкин и др., 1992), баймак-бурибаевские вулканиты слагают в пределах Магнитогорской палеоостроводужной системы фронтальную дугу.

О геодинамической обстановке формирования магматических пород рудопроявления позволяют судить данные, приведенные на диаграмме $(La/Sm)_N$–TiO_2 (рис. 10), на которой точки основных эффузивов рудопроявления попадают в поле базальтов задуговых бассейнов и N-MORB. При этом они не входят за пределы поля позднеэмских вулканитов зоны ГУР. Фигуративные точки вулканитов баймак-бурибаевской свиты южных районов Магнитогорской мегазоны располагаются в поле базальтов Тонго-Кермадекской и Марианской островных дуг. С учетом вышеизложенного можно предполагать, что магматические породы Кутуевского рудопроявления образовались в задуговом бассейне позднеэмской фронтальной островной дуги.

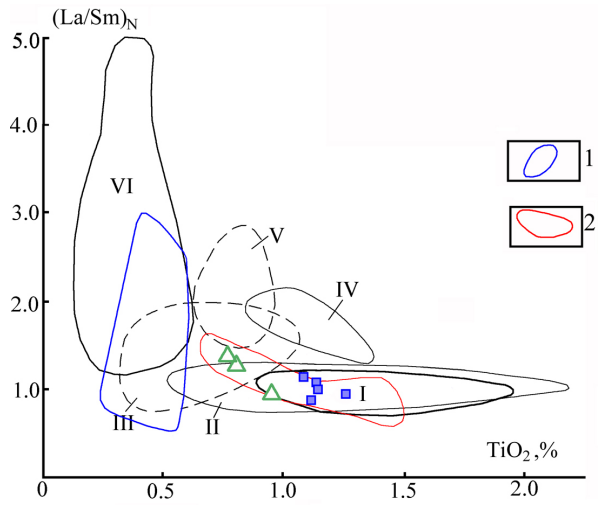


Рис. 10. Диаграмма La_N/Sm_N–TiO_2 (б) (Khanna, 2013) для основных пород: 1–2 – поля составов базальтов баймак-бурибаевской свиты южных районов Магнитогорской мегазоны (1) и верхнеэмских комплексов зоны ГУР. Поля составов базальтов современных геодинамических обстановок: СОХ (I), моря Лау (II), Тонго-Кермадекской (III) и Марианской (IV) островных дуг, Марианского желоба (V) и фанерозойских бонинитов (VI). Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Заключение

Порфировая минерализация Кутуевского рудопроявления ассоциирует с вулкано-интрузивным комплексом, объединяющим долериты, базальты, андезибазальты, их туфы, интрузии габбро-диоритов и диоритов. Все петрохимические типы пород имеют нормальную щелочность. Долериты принадлежат в основном к толеитовой, а базальты, андезибазальты и интрузивные породы – к переходной толеитовой–известково-щелочной сериям. Наиболее вероятным мантийным источником магм для них являлись шпинелевые перидотиты, предварительно метасоматизированные водными флюидами, возникшими при дегидратации пород слэба. На начальных стадиях магмогенерации доминировал источник близкий по составу к деплетированной мантии, а в дальнейшем плавлению подвергался более обогащенный мантийный субстрат. В образовании эффузивных и интрузивных пород существенную роль играла фракционная кристаллизация. На состав габбро-диоритов и диоритов оказывали влияние также процессы коровой контаминации. Предполагается, что магматические породы рудопроявления образовались в задуговом бассейне фронтальной островной дуги, для которой предполагается позднеэмский возраст.

Финансирование/Благодарности

Исследования выполнены в рамках Программы государственного заказа ИГ УФИЦ РАН (FMRS-2025-0014).

Автор признателен рецензентам за внимательное ознакомление с рукописью и конструктивные замечания.

Литература

Андреев А.В., Гирфанов М.М., Куликов Д.А., Мигачев И.Ф., Минина О.В., Авилова О.В., Красносельских А.А., Старостин И.А., Черемисин А.А. (2018). Рудные районы с медно-порфировым оруденением – перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала. *Отечественная геология*, 4, с. 3–17.

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992). Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: Наука, Урал. отд-е, 199 с.

Грабежев А.И., Шардакова Г.Ю., Ронкин Ю.Л., Азовскова О.Б. (2017). Систематика U-Pb возрастов цирконов из гранитоидов медно-порфировых месторождений Урала. *Литосфера*, 17(5), с. 113–126. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-17-5-113-126

Знаменский С.Е., Артемьев Д.А., Анкушева Н.Н. (2022). Редкоземельные элементы в кальците Au-Cu-порфировой минерализации Кутуевского рудопроявления (Южный Урал) по данным LA-ICP-MS. *Геохимии,* 67(9), с. 830–841. DOI: 10.31857/S0016752522090102

Знаменский С.Е., Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. (2019). Фациальный состав, геохимические особенности и геодинамические обстановки образования позднеэмских островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале. *Вестник Пермского университета. Геология*, 18(1), с. 1–16. DOI: 10.17072/psu.geol,18.1.1

Знаменский С.Е., Мичурин С.В. (2013). Условия образования золото-сульфидного месторождения Миндяк (Южный Урал): структурные и изотопно-геохимические аспекты. *Литосфера*, 4, с. 121–135.

Знаменский С.Е., Холоднов В.В. (2018). Петролого-геохимические особенности рудовмещающих эффузивных и интрузивных пород Николаевского месторождения золото-порфирового типа (Южный Урал). *Литосфера*, 4, с. 607–620. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-607-620

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. (2005). Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской мегазоны в геодинамическом аспекте. *Литосфера,* 4, с. 22–41.

Кривцов А.И. (1983). Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 256 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010). Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа:ДизайнПолиграфСервис, 288 с.

Пучков В.Н. (2010). Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992). Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 197 с.

Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. (2009). Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая позиция метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский регион). *Геология и геофизика*, 50(9), с. 1013–1024.

Castillo P.R., Janney P., Solidum R.U. (1999). Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting.*Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1), pp. 33–51.

Condie K.C. (2005) TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 83, pp. 33–44. DOI: 10.1016/j.lithos.2003.11.001

Di Vincenzo G., Rocchi S. (1999). Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: the Early Paleozoic Terra Nova intrusive complex, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 137, pp. 15–35. https://doi. org/10.1007/s004100050579

Khanna T.C. (2013). Geochemical evidence for a paired arc-back-arc association in the Neoarchean Gadwal greenstone belt, eastern Dharwar craton, India. *Current Science*, 104(5), pp. 632–640.

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhtv A.I., Ronkin Y.L. (2014). New data on the age and geodynamic position of copper- porphyry mineralization in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals). *Doklady Earth Sciences,* 495(1), pp. 1317–1321.

MacLean, W.H., Barrett, T.J. (1993). Lithochemical techniques using immobile ele-ments. *J. Geochem. Explor*. 48, pp. 109–133. DOI: 10.1016/0375-6742(93)90002-4

McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, pp. 223–253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost E.A.K. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, 37, 2pp. 15–224. https//doi:10.1016/0012-8252(94)90029-9

Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Simonov V.A. (2010). Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic-mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Mineralogy and petrology*, 100, pp. 201–214. DOI: 10.1007/s00710-010-0134-6

Pearce J.A. (2008). Geochemical f ingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos,* 100, pp. 14–48. https://doi.org/10.1016/j. lithos.2007.06.016

Peccerillo A., Taylor S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey.*Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), pp. 63–81.

Richards J. (2011). Magmatic to hydrothermal metal fl uxes in convergent and collided margin. *Ore Geol. Rev*., 40(1), pp. 1–26. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2011.05.006

Richards J. (2022). Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? *Geosphere*, 18(1), pp. 130–155. https://doi.org/10.1130/GES02086.1

Sillitoe R.H. (2010). Porphyry Copper Systems. *Econ. Geology*, 105, pp. 3–41. DOI: 10.2113/GSECONGEO.105.1.3

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Ye., Brown D. (2002). Arccontinent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, 132, pp. 101–134.

White W.M., Klein E.M. (2014). Composition of the Oceanic Crust. *Treatise on Geochemistry,* Ch. 4.13, pp. 457–496. http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00315-6

Willson M. (1991). Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic, 466 p.

Winchester J.A., Floyd P.A. (1986). Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rock. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 28, pp. 459–469. DOI: 10.1016/0012-821x(76)90207-7

Сведения об авторе

Сергей Евгеньевич Знаменский – доктор геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, Институт геологии УФИЦ РАН

Россия, 450077, Уфа, ул. К. Маркса, д. 16/2

e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Статья поступила в редакцию 03.06.2024;
Принята к публикации 11.11.2024;
Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Geochemistry and Petrogenesis of Igneous Rocks of the Kutuevsky Au-Cu Porphyry Ore Occurrence (Southern Urals)

S.E. Znamensky

Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation
e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

Abstract. The petrological and geochemical features of effusive and intrusive rocks of the Kutuevsky Au-Cu porphyry ore occurrence located in the zone of the Main Ural Fault in the Southern Urals were studied. The composition of the rocks was determined by chemical analysis, mass spectrometry with inductively coupled plasma on an ELAN 9000 quadrupole mass spectrometer, and also partially by atomic emission spectrometry with inductively coupled plasma on an ICPE-9000 spectrometer. It has been established that the Au-Cu-porphyry mineralization of the ore occurrence is associated with an volcano-intrusive complex, combining dolerites, basalts, basaltic andesites, their tuffs, gabbro-diorite and diorite intrusions. All petrochemical rock types have normal alkalinity. Dolerites belong mainly to the tholeiitic series, and basalts, basaltic andesites and intrusive rocks belong to the transitional tholeiitic–calc-alkaline series. The most likely mantle source of magmas for them was spinel peridotites, previously metasomatized by aqueous fluids that arose during the dehydration of slab rocks. At the initial stages of magma formation, a source similar in composition to the depleted mantle dominated, and later a more enriched mantle substrate was subjected to melting. Fractional crystallization played a significant role in the magma generation of effusive and intrusive rocks. The composition of gabbro-diorites and diorites was also influenced by processes of crustal contamination. It is assumed that the igneous rocks of the ore occurrence were formed in the back-arc basin of the frontal island arc of Late Emian age.

Keywords: Southern Urals, Au-Cu porphyry mineralization, spinel peridotites, crustal contamination, back-arc basin

Recommended citation: Znamensky S.E. (2025). Geochemistry and Petrogenesis of Igneous Rocks of the Kutuevsky Au-Cu Porphyry Ore Occurrence (Southern Urals). *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 194–207. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.6

Acknowledgements

The studies were carried out within the framework of the State Order Program of the IG UFRS RAS (FMRS-2025-0014).

The author is grateful to the reviewers for their careful reading of the manuscript and constructive comments.

References

Andreev A.V., Girfanov M.M., Kulikov D.A., Migachev I.F., Minina O.V., Avilova O.V., Krasnoselskikh A.A., Starostin I.A., Cheremisin A.A. (2018). Ore areas with porphyry copper mineralization – a promising mineral resource base for copper in the Southern Urals. *Otechestvennaya geologiya*, 4, pp. 3–17. (In Russ.)

Castillo P.R., Janney P., Solidum R.U. (1999). Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting.*Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1), pp. 33–51.

Condie K.C. (2005) TTGs and adakites: are they both slab melts? *Lithos*, 83, pp. 33–44. DOI: 10.1016/j.lithos.2003.11.001

Di Vincenzo G., Rocchi S. (1999). Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: the Early Paleozoic Terra Nova intrusive complex, Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* 137, pp. 15–35. https://doi. org/10.1007/s004100050579

Grabezhev A.I., Belgorodsky E.A. (1992). Productive granitoids and metasomatites of porphyry copper deposits. Ekaterinburg: Nauka, Ural. department, 199 p. (In Russ.)

Grabezhev A.I., Shardakova G.Yu., Ronkin Y.L., Azovskova O.B. (2017). Systematization of U-Pb zircon ages of granitoids from the copper porphyry deposits on the Urals. *Litosfera*, 17(5), pp. 113–126. (In Russ.)

Khanna T.C. (2013). Geochemical evidence for a paired arc-back-arc association in the Neoarchean Gadwal greenstone belt, eastern Dharwar craton, India. *Current Science*, 104(5), pp. 632–640.

Kosarev A.M., Puchkov V.N., Seravkin I.B., Kholodnov V.V., Grabezhtv A.I., Ronkin Y.L. (2014). New data on the age and geodynamic position of copper- porphyry mineralization in the Main Uralian Fault zone (Southern Urals). *Doklady Earth Sciences,* 495(1), pp. 1317–1321.

Krivtsov A.I. (1983). Geological basis for forecasting and searching for porphyry copper deposits. Moscow: Nedra, 256 p. (In Russ.)

MacLean, W.H., Barrett, T.J. (1993). Lithochemical techniques using immobile ele-ments. *J. Geochem. Explor*. 48, pp. 109–133. DOI: 10.1016/0375-6742(93)90002-4

Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010). Stratigraphy and correlation of Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the Southern Urals. Ufa: DesignPolygraphService, 288 p. (In Russ.)

McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, pp. 223–253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Middlemost E.A.K. (1994). Naming materials in magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, 37, 2pp. 15–224. https//doi:10.1016/0012-8252(94)90029-9

Nimis P., Omenetto P., Buschmann B., Jonas P., Simonov V.A. (2010). Geochemistry of igneous rocks associated with ultramafic-mafic-hosted Cu (Co, Ni, Au) VMS deposits from the Main Uralian Fault (Southern Urals, Russia). *Mineralogy and petrology*, 100, pp. 201–214. DOI: 10.1007/s00710-010-0134-6

Pearce J.A. (2008). Geochemical f ingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos,* 100, pp. 14–48. https://doi.org/10.1016/j. lithos.2007.06.016

Peccerillo A., Taylor S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey.*Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), pp. 63–81.

Puchkov V.N. (2010). Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa: DesignPoligraphService, 280 p. (In Russ.)

Richards J. (2011). Magmatic to hydrothermal metal fl uxes in convergent and collided margin. *Ore Geol. Rev*., 40(1), pp. 1–26. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2011.05.006

Richards J. (2022). Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? *Geosphere*, 18(1), pp. 130–155. https://doi.org/10.1130/GES02086.1

Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamensky S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992). Volcanism of the Southern Urals. Moscow: Nauka, 197 p. (In Russ.)

Shkolnik S.I., Reznitsky L.Z., Belichenko V.G., Barash I.G. (2009). Geochemistry, issues of petrogenesis and geodynamic position of metavolcanics of the Tunka terrane (Baikal-Khuvsgul region). *Russian Geology and Geophysics*, 50(9), pp. 1013–1024. (In Russ.)

Sillitoe R.H. (2010). Porphyry Copper Systems. *Econ. Geology*, 105, pp. 3–41. DOI: 10.2113/GSECONGEO.105.1.3

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Ye., Brown D. (2002). Arccontinent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph*, 132, pp. 101–134.

White W.M., Klein E.M. (2014). Composition of the Oceanic Crust. *Treatise on Geochemistry,* Ch. 4.13, pp. 457–496. http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00315-6

Willson M. (1991). Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic, 466 p.

Winchester J.A., Floyd P.A. (1986). Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rock. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 28, pp. 459–469. DOI: 10.1016/0012-821x(76)90207-7

Znamenky S.E., Artemyev D.A., Ankusheva N.N. (2022). REE in the Calcite of Au-Cu Porphyry Mineralization at the Kutuevsky Occurrence, South Urals: LA-ICP-MS Data. *Geoshemistry International*, 60(9), pp. 830–840. DOI: 10.1134/S0016702922090105

Znamensky S.E., Holodnov V.V. (2018). Petrological-geochemical features of ore-bearing effusive and intrusive rocks of the Nikolaevskoe gold-porphyry deposit (the Southern Urals). *Litosfera*, 18(4), pp. 607–620. (In Russ.)

Znamensky S.E., Kosarev A.M., Shafigullina G.T. (2019). Facies composition, geochemical features and geodynamic settings of the formation of the Late Emsian island-arc complexes of the Main Ural Fault zone in the Southern Urals. *Geology Bulletin of Perm University*, 18(1), pp. 1–16. (In Russ.)

Znamensky S.E., Michurin S.V. (2013). Conditions for the formation of the Mindyak gold-sulfide deposit (Southern Urals): structural and isotope-geochemical aspects. *Litosfera*, 4, pp. 121–135. (In Russ.)

Manuscript received 3 June 2024;
Accepted 11 November 2024; Published 30 March 2025

About the Author

Sergey E. Znamensky – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Chief Researcher, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences
16/2 K. Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation
e-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru

© 2025 S.E. Znamensky. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georesursy.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.24 УДК 553.98

Модель формирования позднефаменско-турнейских отложений в пределах осевой и бортовой зон Сарайлинского прогиба (Республика Татарстан)

А.Н. Кольчугин[1], А.Ф. Сафаров[2], М.Ф. Валидов[1], А.М. Калимуллин[2], Б.Г. Ганиев[2], А.А. Лутфуллин[2], К.Д. Шуматбаев[2], Р.М. Хабипов[2], А.И. Хайдарова[2], Э.А. Королев[1], А.С. Хаюзкин[1]*

[1]*Казанский федеральный университет, Казань, Россия*

[2]*ПАО «Татнефть», Альметьевск, Россия*

Объектом изучения были верхнефаменско-турнейские отложения юго-востока Татарстана, слагающие разрезы различных сегментов Сарайлинского прогиба. Цель исследования заключалась в построении модели седиментации верхнедевонско-турнейского комплекса отложений, развитых в пределах этого прогиба. На основе подробного изучения кернового материала ряда скважин построены типовые разрезы для различных сегментов, разобраны закономерности осадконакопления для разрезов бортовой, склоновой и депрессионной зон. Установлена последовательная сменяемость пород в пределах профиля прогиба, где к осевым зонам быстро уменьшается доля карбонатных отложений и увеличивается доля смешанных глинисто-карбонатно-кремнистых пород с высокой долей сингенетичного органического вещества. В этом же направлении уменьшается мощность одновозрастных отложений. Разрезы бортовой зоны сформированы в обстановках мелководного карбонатного шельфа, разрезы осевой зоны прогиба – в обстановках, заглубленных внутришельфовых впадин, с признаками конденсированного осадконакопления. Склоновые типы разрезов по составу отложений в большей степени тяготеют к депрессионным, хотя и имеют признаки несколько менее глубоководных обстановок седиментации. Представлена и описана модель осадконакопления верхнефаменско-турнейских отложений в пределах рассматриваемой территории. Бортовые зоны Сарайлинского прогиба являются весьма перспективными нефтепоисковыми объектами, разрезы склонового и депрессионного типов могут рассматриваться в качестве потенциально перспективных объектов для разработки сланцевых углеводородов при применении соответствующих технологий. Результаты работы могут быть использованы при седиментологических исследованиях других элементов Камско-Кинельских системы прогибов, в том числе при прогнозах потенциально перспективных для освоения площадей.

Ключевые слова: Сарайлинский прогиб, фаменско-турнейские отложения, типы разрезов, модель седиментации

Для цитирования: Кольчугин А.Н., Сафаров А.Ф., Валидов М.Ф., Калимуллин А.М., Ганиев Б.Г., Лутфуллин А.А., Шуматбаев К.Д., Хабипов Р.М., Хайдарова А.И., Королев Э.А., Хаюзкин А.С. (2025). Модель формирования позднефаменско-турнейских отложений в пределах осевой и бортовой зон Сарайлинского прогиба (Республика Татарстан). *Георесурсы,* 27(1), с. 208–220. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.24

Введение

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция уже более 75 лет является одним из основных регионов добычи углеводородов в России. За длительный период эксплуатации большая часть локализованных здесь нефтяных месторождений вступила в позднюю стадию освоения (Хисамов и др., 2010; Катаев и др., 2015). До недавнего времени перспективные площади для поискового бурения были ограничены областями крупных тектонических поднятий первого порядка (Южно-Татарский свод, Северо-Татарский свод, Башкирский свод, Пермский свод и др.). Однако обнаружение нефтяных месторождений в пределах обрамляющих своды прогибах Камско-Кинельской системы (ККСП) заставило пересмотреть концепцию поисковых работ (Валеева и др., 2015; Катаев и др., 2015). В последние годы различным аспектам строения ККСП посвящено довольно большое число работ, что подтверждает повышенный интерес исследователей к таким зонам (Завьялова и др., 2023; Валеева и др., 2015; Фортунатова и др., 2018, 2023а).

* Ответственный автор: Антон Николаевич Кольчугин
e-mail: Anton.Kolchugin@kpfu.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Объектом настоящего исследования являлись отложения верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста Сарайлинского прогиба. Сам прогиб представляет собой узкую, вытянутую в северо-восточном направлении впадину, разделяющую Южно-Татарский (ЮТС) и Северо-Татарский своды (СТС) (Войтович, Гатиятуллин, 2003), и является элементом ККСП, поэтому в его строении прослеживаются основные черты большинства разрезов, вскрывших осевые зоны таких впадин. Кроме того, известно, что осевая зона Сарайлинского прогиба представляет собой область накопления депрессионных типов отложений с высокой долей в них сингенетичного органического вещества (ОВ), что позволяет их рассматривать в качестве нефтематеринских толщ (Косачев и др., 2017), потенциал которых также следует внимательно изучать. С другой стороны, бортовые зоны прогибов нередко характеризуются появлением на них положительных структурных форм с весьма высокими фильтрационно-ёмкостными свойствами (ФЕС) пород, что позволяет рассматривать такие области в качестве нефтеперспективных (Войтович, Гатиятуллин, 2003; Валеева и др., 2015). Здесь важно сделать терминологическое отступление. Под бортовым типом разрезов понимается так называемый «Саитовский тип» по А.К.Шельновой (Шельнова и др., 1966), представляющий собой узкую и, вероятно, довольно извилистую полосу между сводовым и склоновым типами разрезов. Такие разрезы сложены отложениями, образованными на границе перехода мелководных в относительно более глубоководные обстановки осадконакопления, то есть, на границе Южно-Татарского палеосвода и Сарайлинского прогиба.

В ходе работ авторским коллективом изучен керновый материал ряда скважин, расположенных в осевой зоне Сарайлинского прогиба, обрамляющих его склонах и бортах (рис. 1). В ходе макроскопического изучения керна установлено, что разрезы осевой, склоновой и бортовой зоны прогиба отличаются. Это выражается в различии литологического состава слагающих разрезы пород и толщин одновозрастных интервалов. Помимо каменного материала авторским коллективом был проанализирован значительный объем фондовой геологической информации, находящейся на хранении в ПАО «Татнефть», привлечены данные геофизических исследований, результаты интерпретации 2D и 3D сейсморазведки.

Необходимо добавить, что к анализу карты-схемы А.К. Шельновой (рис. 1) необходимо подходить с определенными допущениями, так как она не учитывает данные полученные за последние почти 60 лет. Выделенные области распространения типов разрезов довольно условные, а вынесенные точки положения типов разрезов, на основе исследований керна, могут не совпадать с расположением предлагаемых зон по А.К. Шельновой. В этой связи, в перспективе представленную карту-схему необходимо будет актуализировать, на основе анализа уже имеющихся и новых данных по исследованиям Нижнекамского прогиба и его отдельных элементов.

Целью настоящей работы стало построение модели формирования верхнефаменско-нижнетурнейских отложений в осевой, склоновой и бортовой зонах Сарайлинского прогиба на основании обобщения полученных авторским коллективом геолого-геофизических данных. Построенная модель позволит сформировать

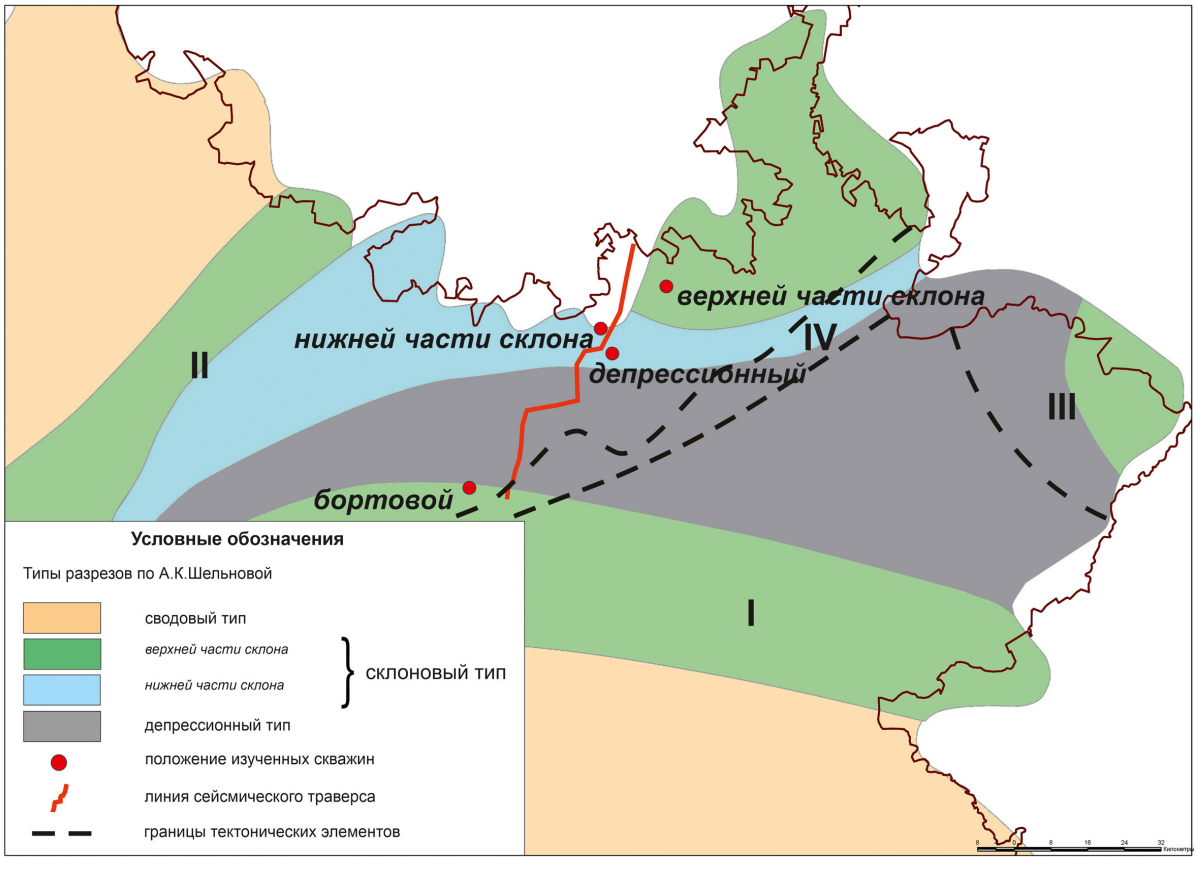


Рис. 1. Карта-схема А.К. Шельновой (Шельнова и др., 1966) с незначительными дополнениями авторов и положением изученных скважин: I – ЮТС, II – СТС, III – Бирская седловина, IV – Сарайлинский прогиб

представление об основных особенностях седиментации в позднедевонско-раннекаменноугольное время на изучаемой площади и обозначить основные черты геологического строения различных сегментов Сарайлинского прогиба. В дальнейшем предложенная модель может быть транслирована и на соседние площади со схожим геологическим строением (Нижнекамский и Актаныш-Чишминский прогибы и др. элементы) для выявления закономерностей изменчивости отложений от сводов к прогибам и оценки перспектив поиска новых объектов на этих площадях.

Методы и методические подходы

Как отмечалось ранее, работы по изучению отложений Сарайлинского прогиба были довольно разноплановыми, в связи с чем сложилось два основных направления исследований: литолого-геохимическое и геолого-геофизическое. По обоим направлениям работа осуществлялась параллельно.

Литолого-геохимические исследования

Данный вид работ заключался в подробном изучении кернового материала верхнедевонско-турнейских отложений как бортовой, так и осевой зон Сарайлинского прогиба. В большинстве своем, изученный керн характеризовался высокой степенью выноса материала, с процентом выноса не менее 90%. Описание керна производилось послойно с высокой степенью детализации, особенно для конденсированных разрезов осевой зоны прогиба, так как для него часто характерно тонкое переслаивание литологических типов отложений. После макроописания отбирались представительные образцы для проведения специальных лабораторных исследований. Основным лабораторным методом в рамках настоящего исследования был оптико-микроскопический анализ пород, с целью уточнения деталей литологического строения разрезов. Данные других аналитических исследований (минерального и геохимического состава пород, состава ОВ) несомненно учитывались при работе с разрезами, однако в рамках данной публикации специально не освещались.

Геолого-геофизические исследования

Геолого-геофизические исследования выполнялись на основе комплексного подхода, включающего сбор и анализ фондовых отчетных материалов, интерпретацию данных геофизических исследований скважин и данных сейсморазведки. Основное внимание уделено переинтерпретации данных (МОГТ) 2D и 3D, что позволило детализировать геологическое строение исследуемой площади. Сейсморазведочные работы МОГТ 2D выполнены силами 14 сейсмических партий ООО «ТНГ-Групп», обеспечивая более полное покрытие территорий Бондюжского, Первомайского и Комаровского лицензионных участков (ЛУ), а трёхмерные сейсморазведочные исследования (МОГТ 3D) были сосредоточены на Елабужском месторождении, где ожидалось получение наиболее детализированной информации о структурных особенностях рассматриваемых отложений.

Для переинтерпретации сейсмических и скважинных данных, выполненных сотрудниками Института «ТатНИПИнефть» ПАО «Татнефть», использовалось специализированное программное обеспечение Petrel компании Schlumberger, которое позволило интегрировать различные источники данных в едином проекте. В рамках проекта были загружены сейсмические профили, данные по скважинам, включая координаты, инклинометрические измерения, абсолютные отметки, кривые каротажа в формате LAS и данные вертикального сейсмического профилирования (ВСП). Особое внимание было уделено стратификации отражающих границ (ОГ), которая была выполнена на основе данных ВСП, проведенных в скважинах, расположенных в пределах различных структурных зон Нижнекамского некомпенсированного прогиба ККСП. Это позволило выделить основные отражающие горизонты в интервале визейского терригенного и турнейского карбонатно-терригенного комплексов. Ключевыми отражающими границами, прослеженными на данном участке, являлись:

- кровля тульского горизонта нижнего карбона (C1tl, ОГ У),
- кровля турнейского яруса нижнего карбона (C1t, ОГ С0),
- кровля заволжского надгоризонта верхнего девона (D3zv, ОГ С).

Важной частью проведенного исследования стала оценка степени достоверности интерпретации, включающая анализ качества сейсмических данных, разрешающей способности используемых методов и ошибки, связанные с неоднозначностью стратификации границ в различных структурных зонах. Для минимизации данных ошибок применялись различные подходы к увязке данных ВСП и сейсморазведки, что позволило повысить достоверность построенных моделей.

На рисунке 2 представлено временное сечение по сейсмическому траверсу, проходящему через южный и северный борта Нижнекамского прогиба. Так как Сарайлинский прогиб является одним из его элементов, использование данного траверса применительно к изучаемым объектам вполне оправдано. Временной разрез с палеовыравниванием на кровлю нижележащих отложений более контрастно демонстрирует изменение толщин и особенности осадконакопления перекрывающих комплексов.

Результаты

Предварительный анализ фондовых материалов, а также анализ имеющегося на хранении керна позволил выделить ряд скважин, наиболее полно характеризующих положение разрезов депрессионного, бортового и переходного между ними – склонового типов, согласно предложенной схеме разделения типов разрезов А.К. Шельновой и соавторов (Шельнова и др., 1966). В рамках активно проводящихся на сегодняшний день работ по доизучению района Сарайлинского прогиба и переинтерпретации имеющегося геолого-геофизического материала схема будет детализирована. Проведенная в последние годы работа по анализу геолого-геофизических данных скважин из различных участков Сарайлинского прогиба позволила построить сейсмический профиль вкрест его простирания.

Интерпретация данных геофизических исследований скважин позволила выявить общие закономерности смены типов отложений на выбранном профиле и установить различные типы разрезов: бортовой тип, склоновый тип

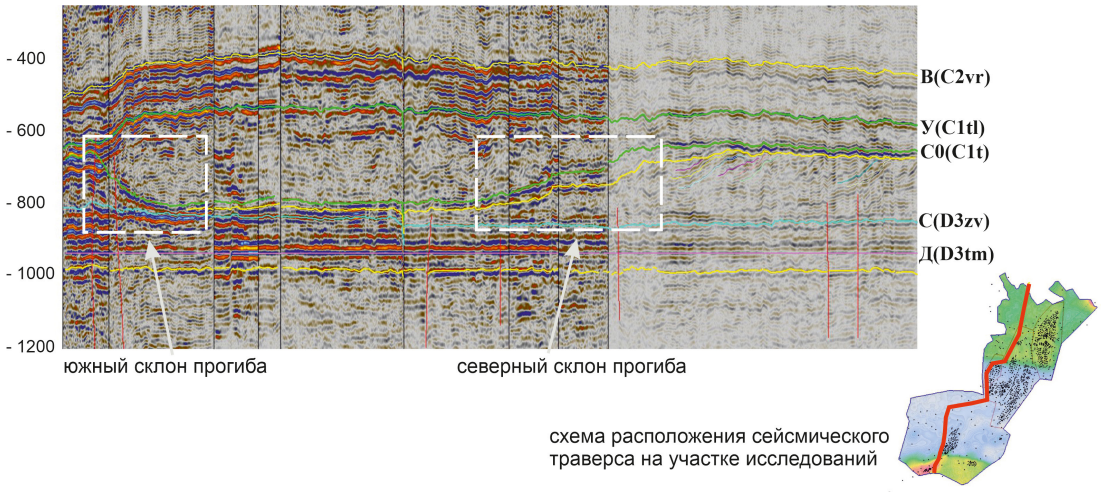


Рис. 2. Сейсмический траверс с палепреобразованием на кровлю отложений тиманского горизонта, проходящий через южный и северный борта Нижнекамского прогиба ККСП

верхней и нижней частей склона прогиба, депрессионный тип осевой зоны прогиба.

Основные особенности строения изученных разрезов

Изучение керна, анализ данных ГИС, а также данных сейсмического профилирования показали, что мощности одновозрастных (турнейских) отложений значительно снижаются по направлению от бортовой зоны к осевой зоне прогиба, примерно вдвое (от 45 до 25 м). Карбонатные отложения, развитые в бортовых зонах прогиба, начинают быстро выклиниваться на склонах и фактически исчезают в депрессионном типе разреза, в то время как мощности высокоуглеродистых пород увеличиваются в обратном направлении – от склона к осевой зоне. На основании анализа кернового материала, для каждого из перечисленных типов разреза в составе верхнедевонско-нижнетурнейских отложений были построены литологические колонки, отражающие особенности литологического строения разрезов. Отсутствие кернового материала для некоторых изученных участков профиля позволяло опираться лишь на данные ГИС, в связи с чем построенные литологические разрезы не являются в полной мере достоверными. Примером такого построения является разрез нижней части склона Сарайлинского прогиба.

Депрессионный тип разреза развит в осевой части прогиба и маркирует наиболее глубоководные обстановки бассейна седиментации. Мощности разрезов такого типа наименьшие в сравнении с другими изученными, что подтверждает с одной стороны малую скорость накопления материала в таких условиях, с другой конденсированный характер осадконакопления. Подробное описание кернового материала позволило выявить определенную закономерность литологической изменчивости пород снизу-вверх по разрезу. Так, в нижней части разреза в составе верхнедевонских отложений наблюдается преобладание карбонатных пород. В нижней части турнейского яруса общая тенденция преобладания карбонатных пород сохраняется, в средней части турнейского яруса карбонатные породы сменяются карбонатно-кремнистыми (рис. 3), которые, в свою очередь, сменяются на преимущественно терригенные в верхней части разреза турнейского яруса, где представлены тонкослоистыми аргиллитами (рис. 4). Таким образом, в составе отложений, слагающих депрессионный тип разреза, выделяются несколько литотипов: известняки, аргиллиты, кремнистые породы и их смешанные разности. Все выделенные литотипы в различной степени обогащены сингенетичным ОВ. Подробно геохимические аспекты состава и особенностей ОВ разбираться не будут, стоит лишь отметить, что содержание ОВ по данным пиролитических исследований может достигать в отдельных интервалах 17–18%, что позволяет относить такие породы к нефтематеринским и считать их аналогами нижележащих пород доманикового горизонта.

Принципиальное строение депрессионного типа разреза осевой зоны и распределение литологических типов в его составе показано на рисунке 5.



Рис. 3. Переслаивание различных литологических типов отложений в средней части разреза депрессионного типа, гл. 1475,7 м. Фотографии шлифов соответствующих литотипов выполнены в поляризационном свете.



Рис. 4. Типичные тонкослоистые аргиллиты верхней терригенной части депрессионного типа разреза, гл. 1452,1 м

Склоновый тип (верхней части разреза) развит в верхней части северного склона Сарайлинского прогиба, являющегося более пологим по морфологии по сравнению с крутым южным склоном (рис. 2). Набор литологических типов отложений схож с таковыми в депрессионном типе разреза. Отличительной особенностью литологического наполнения склонового типа разреза является присутствие заметно большего количества интервалов, представленных известняками, а также в целом меньший объем отложений, насыщенных ОВ. Общие закономерности изменчивости пород по разрезу схожи с разрезами депрессионного типа. В нижней части разреза (верхи фаменского и низы турнейского яруса) отмечается преобладание карбонатных пород, представленных известняками, в средней части (средняя часть турнейского яруса) начинают преобладать смешанные породы глинисто-карбонатно-кремнистого состава, в верхней (верхняя часть турнейского яруса) – глинистые породы. Как и в разрезах депрессионного типа, в разрезе верхней части склона наблюдается присутствие сингенетичного рассеянного ОВ, в среднем составляющего 2,9% в отдельных интервалах достигающего 14%. Важно отметить, что суммарная мощность карбонатно-кремнистых пород, насыщенных ОВ (аналог доманикитов девона), формирующих несколько интервалов в средней части разреза, в совокупности меньше таковой же в депрессионном типе. Часто, на границе литологических типов кремнистых пород и известняков, насыщенных ОВ, наблюдаются прожилки «гармошки», которые, согласно данным Р.В. Мирнова и соавторов (Мирнов и др., 2024), являются результатом раннедиагенетического уплотнения пород, в связи с разной скоростью литификации различных по компонентному составу осадков (рис. 6). Состав таких прожилков кальцитовый, реже кальцитово-кремнистый.

Принципиальная схема строения типового разреза верхней склоновой части Сарайлинского прогиба показана на рисунке 7А.

Склоновый тип (нижней части разреза) развит в нижней части северного борта Сарайлинского прогиба. Отсутствие кернового материала из таких областей позволяет работать лишь с данными ГИС, а представления о строении таких разрезов могут быть сформированы лишь с определенной степенью достоверности. Однако анализ кривых ГИС, данных сейсмического 2D и 3D сейсмопрофилирования показывает, что разрез нижней части склона прогиба скорее является промежуточным по строению между депрессионным и разрезом верхней части склона, что в целом отражает общую закономерность изменчивости пород в пределах Сарайлинского прогиба. Чередование литологических типов по разрезу схоже, доля интервалов с известняками выше, чем в депрессионных разрезах, и ниже, чем в разрезах верхней части склона. Такая же закономерность, по-видимому, характерна и для распределения рассеянного сингенетичного ОВ. Сводный разрез нижней части склона, построенный

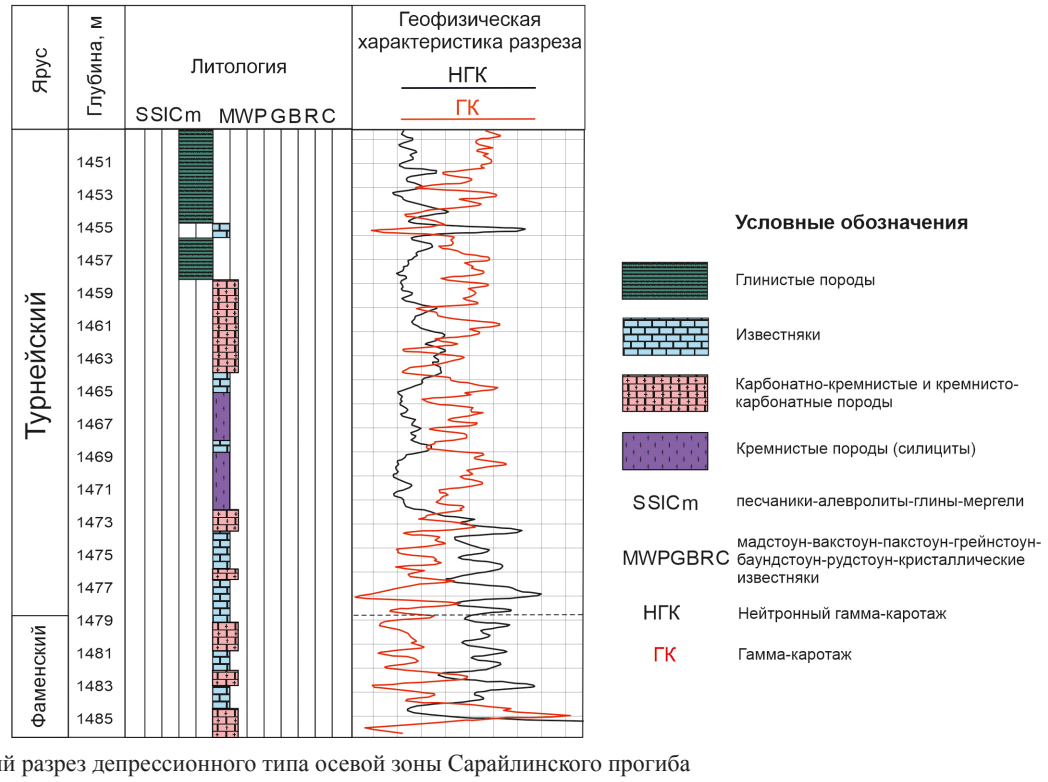


Рис. 5. Сводный разрез депрессионного типа осевой зоны Сарайлинского прогиба

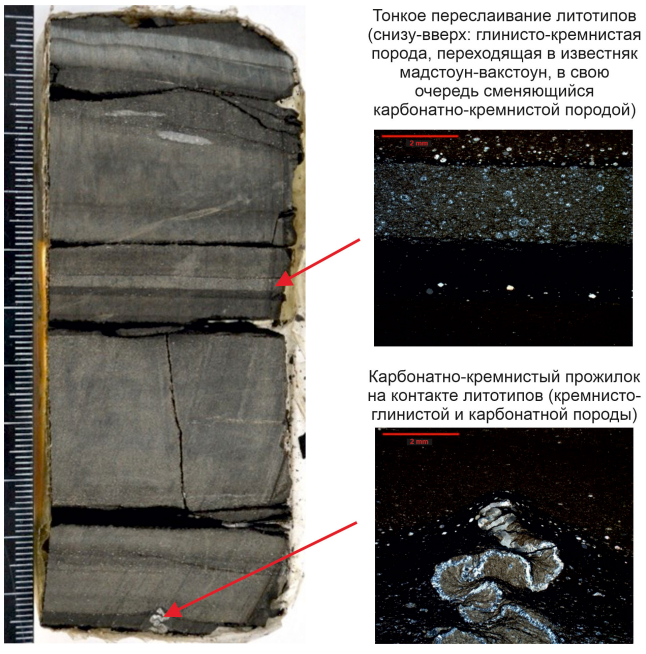


Рис. 6. Типичное ритмичное переслаивание литотипов в средней части разреза склонового типа, гл. 1383,2 м

на основе обобщения и интерпретации данных ГИС скважин этой области, представлен на рисунке 7Б.

Бортовой тип разреза. Для разрезов бортовой зоны прогиба характерно принципиально иное строение. Прежде всего, это проявляется в литологическом составе пород и увеличенной мощности одновозрастных отложений по сравнению с разрезами депрессионного и склоновых типов. Так, мощность турнейских отложений в бортовой зоне составляет 36–45 м, тогда как в разрезах самого прогиба варьирует в интервале 20–25 м. Литологическое изучение керна скважин бортовой зоны, расположенной на южной окраине Сарайлинского прогиба, показало, что в строении нижнетурнейских отложений принимают участие исключительно карбонатные породы: известняки и вторичные доломиты. Нижняя часть разреза представлена серыми, в различной степени нефтенасыщенными пористыми известняками. По данным оптико-микроскопического изучения известняки представляют собой хорошо отсортированные пористые биокластовые грейнстоуны с многочисленными следами перемыва осадков под влиянием волновой и штормовой деятельности (рис. 8А). Верхняя часть разреза сложена довольно мощной многометровой пачкой серых, пористых

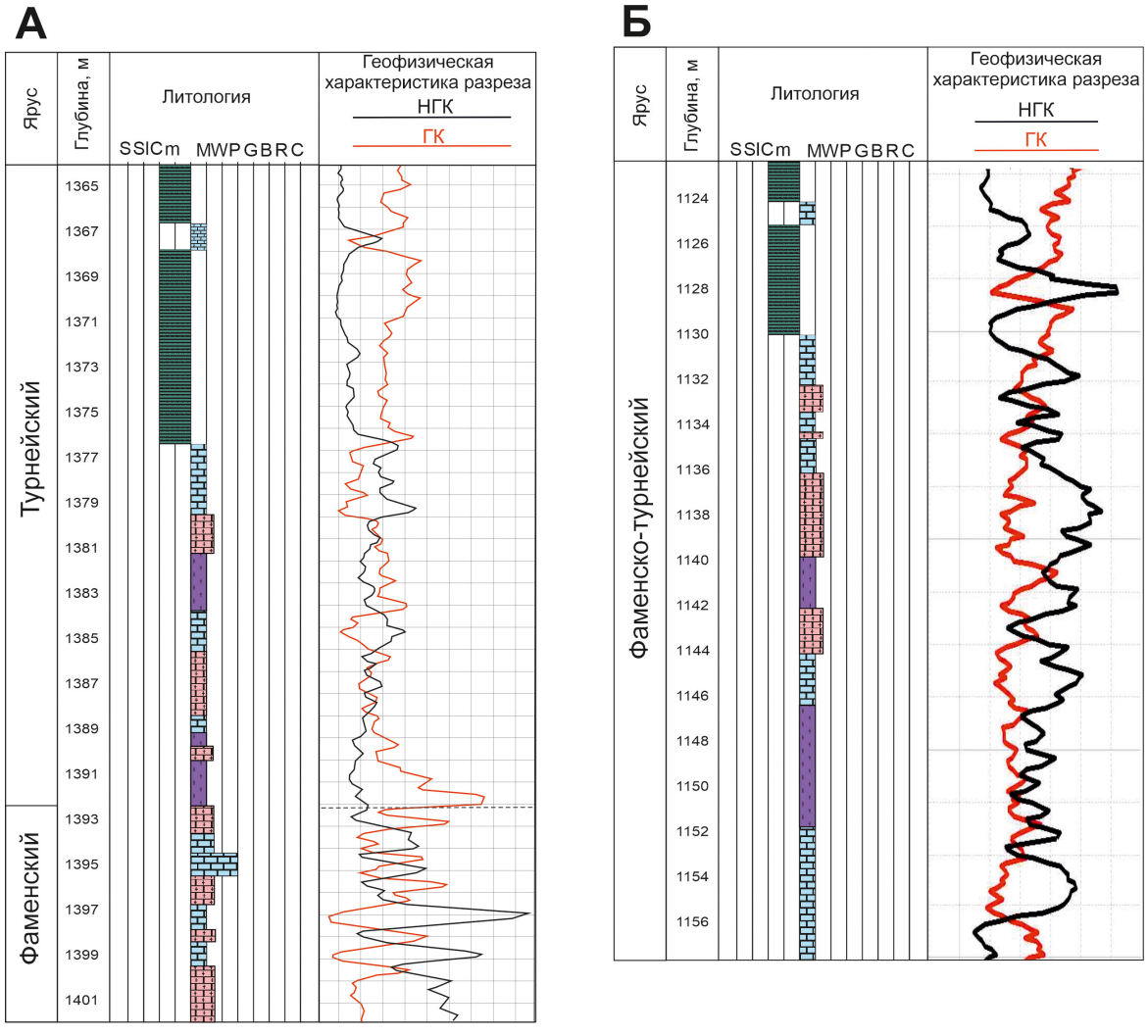


Рис. 7. Сводные типы разрезов северного склона Сарайлинского прогиба: А – верхней части склона, Б – нижней части склона. Условные обозначения см. на рис. 5.

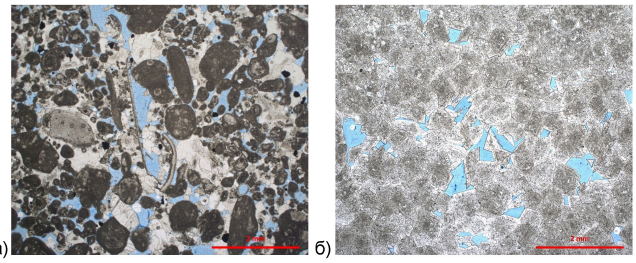


Рис. 8. Фото шлифов пород нижнетурнейских отложений разреза бортовой зоны в проходящем свете: А – известняк, биокластовый грейнстоун, гл. 1271,6 м; Б – вторичный доломит, гл. 1260,8 м

доломитов (рис. 8Б). По данным оптико-микроскопического изучения доломиты мелкозернистые, пористые, хорошо окристаллизованные, часто с седловидными по облику зернами, с признаками явно вторичного происхождения.

На основе обобщения полученных геолого-геофизических данных построен типовой разрез нижнетурнейских отложений бортовой зоны Сарайлинского прогиба (рис. 9).

Определение границы между девонскими и каменноугольными отложениями

Одной из сложных методических задач для изученных отложений является определение стратиграфической границы в разрезах между верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями. Оказалось, что для разрезов, расположенных на склоне в осевой зоне прогиба, привычная разбивка стратиграфических подразделений по геофизическим данным невозможна, в силу крайне высокой схожести пограничных отложений, их нетипичного облика в этих зонах и присутствия признаков конденсированного осадконакопления. Литологически граница между девонскими и каменноугольными отложениями также не выявляется. Для решения поставленной задачи был привлечен биостратиграфический метод, основанный на сменяемости видового разнообразия конодонтов. Подробно об определении границ разрезов депрессионного и склонового типов сказано в работе Г.М. Сунгатуллиной с соавторами (Сунгатуллина и др., 2025), в том числе и для вышеописанных разрезов. Для разрезов бортовой зоны, сложенных карбонатными породами, существует аналогичная проблема установления стратиграфической границы, так как известняки, слагающие верхнефаменские отложения, практически не отличаются по облику и составу от нижнетурнейских. Здесь также применяется биостратиграфический метод, основанный на смене видового разнообразия фораминифер (Геология Татарстана, 2003).

Обсуждение

Изучение вышеперечисленных типов разрезов позволило сформировать некоторые представления об особенностях формирования верхнефаменско-нижнетурнейских отложений в пределах Сарайлинского прогиба и его

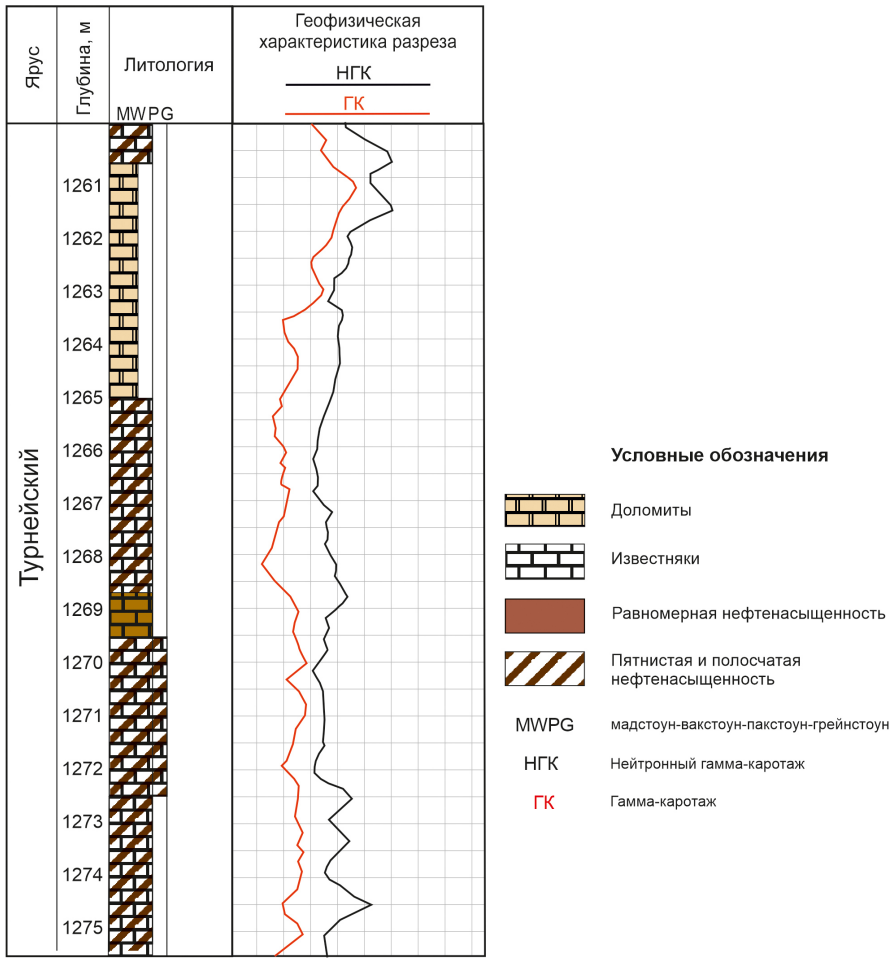


Рис. 9. Сводный бортовой тип разреза, расположенный на южном борту Сарайлинского прогиба

бортов. Как уже отмечалось, профиль Сарайлинского прогиба, являющегося частью Нижнекамского прогиба, входящего в свою очередь в систему ККСП, асимметричный (рис. 2). Северный борт является относительно пологого наклонным, южный – резко крутым. Это в значительной мере предопределило распределение типов формирующихся осадков в профиле прогиба и закономерности литологической смены отложений.

Осевая область Сарайлинского прогиба характеризовалась крайне низкими скоростями седиментации, что не позволило оформиться в той или иной степени хорошо выдержанным по мощности литологически однородным слоям, поэтому в разрезе наблюдается частое переслаивание перечисленных литотипов. Цвет слагающих разрезы пород преимущественно черный, за счет присутствия в них сингенетичного ОВ. Седиментация в таком типе разреза осуществлялась крайне медленно, слоек за слойком, на что указывают горизонтально тонкослоистые текстуры пород, и проследить общие закономерности смены условий осадконакопления в таких разрезах довольно сложно. Однако в общей последовательности напластования пород, как отмечалось в предыдущем разделе, прослеживается постепенная смена обстановок седиментации: от преимущественно карбонатной в позднем фамене и раннем турне до карбонатно-кремнистой в среднетурнейское время и практически полностью терригенной к концу турнейского века. Строго говоря, привычные для сводовых типов разрезов по А.К. Шельновой горизонты турнейского яруса (малевско-упинский, черепетский и кизеловский) в депрессионных разрезах выявить не удается, иногда выделяются свиты, объединяющие в себе названные горизонты (Фортунатова и др., 2023b), однако для этого необходимо проведение специальных биостратиграфических исследований. Смена обстановок седиментации от карбонатной до карбонатно-кремнистой и далее терригенной в осевых зонах внутришельфовых впадин, к которому относится и Сарайлинский прогиб, вызвана общими закономерностями развития всего платформенного бассейна в позднем девоне и раннем карбоне. Гляциоэвстатические вариации уровня мирового океана оказывали определенное влияние на фациальные обстановки образования карбонатных осадков, формировавшихся в позднефаменско-раннетурнейское время (Caputo et al., 1985; Wallace et al., 2014; Yao et al., 2020), особенно на относительно приподнятых мелководных участках. Вероятно, эти же процессы отразились и на облике формирующихся отложений во внутришельфовых впадинах, когда в условиях трансгрессии океана с максимумом на границе раннетурнейского и позднетурнейского времени (Рыжова, Котельникова, 1972) карбонатная седиментация сменилась карбонатно-кремнистой с синхронным накоплением сингенетичного ОВ, а в условиях последующей регрессии бассейна карбонатно-кремнистый состав накапливающихся отложений сменился терригенным.

Склоновая часть Сарайлинского прогиба. Асимметрия Сарайлинского прогиба, где северная часть склона является заметно более пологой, по сравнению с южной, сыграла определенную роль в распределении типов отложений. Керновый материал, как указывалось раннее, был изучен лишь из верхней части северного склона прогиба, по другим его частям авторский коллектив мог полагаться лишь на данные, полученные по материалам ГИС. Так, по мере уменьшения глубин бассейна, от осевых зон к склоновым отмечается увеличение доли карбонатного материала, формирующего самостоятельные прослои известняков. Однако в общей закономерности сменяемости отложений разрезы склонового типа схожи с депрессионными. По данным оптико-микроскопического изучения установлено, что относительно более мелководные типы известняков, представленные преимущественно водорослево-детритовыми вакстоунами и пелоидно-криноидными пакстоунами (рис. 10А), нижней части разреза (верхи фаменских и низы турнейских отложений) постепенно сменяются более глубоководными типами известняков и карбонатно-кремнистыми породами в средней части разреза. Здесь уже преобладают мадстоуны, в меньшей степени вакстоуны с редкими включениями кальцисфер и кремнистых скелетов радиолярий (рис. 10Б). В шельфовой части турнейского бассейна это время, вероятно, соответствует границе нижнетурнейского и верхнетурнейского времени – пика трансгрессивного этапа в турнейском веке (Рыжова, Котельникова, 1972). После трансгрессивного цикла наблюдается постепенная регрессия бассейна, и карбонатная и карбонатно-кремнистая седиментация сменяется терригенной. В разрезах начинают преобладать аргиллиты, при этом доля сингенетичного ОВ в породах остается довольно высокой.

Таким образом, в разрезах хорошо видна общность обстановок седиментации как для разрезов осевой, так и склоновой части Сарайлинского прогиба. Прежде всего, это видно по схожей закономерности сменяемости типов отложений. Различие заключается лишь в большей мощности одновозрастных отложений и большей доли карбонатного материала в составе разрезов склонового типа.

Бортовая зона Сарайлинского прогиба фактически является окраиной мелководного шельфа и расположена на границе шельфа и внутришельфовой впадины, которой выступает Сарайлинский прогиб. Принципиально иная обстановка осадконакопления, представляющая собой приподнятое мелководье карбонатного шельфа, позволила образоваться в этой области потенциально перспективным типам отложений с высокими первичными ФЕС. Анализ кернового материала показал, что такие разрезы сложены известняками – биокластовыми грейнстоунами и пелоидными пакстоун-грейнстоунами. Это позволяет предположить, что такие области представляли собой узкие приподнятые отмели или серии отмелей с глубинами

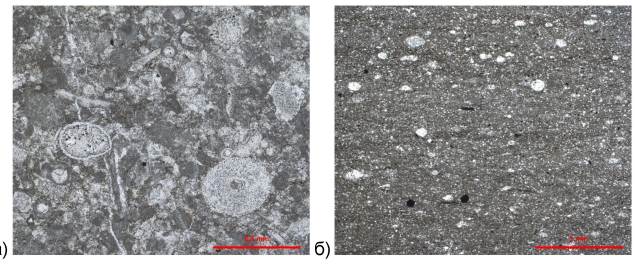


Рис. 10. Фото шлифов верхнедевонских и нижнетурнейских известняков из разреза верхней части северного слона Сарайлинского прогиба в проходящем свете: А – известняк пакстоун пелоидно-криноидный, гл. 1395,7 м; Б – известняк мадстоун-вакстоун, с фрагментами кальцисфер и кальцитизированных радиолярий, гл. 1382,8 м

моря, не превышающими первых метров. Формирование таких мелководных террас на границе шельфа и прогиба, по мнению авторов, связано со структурным фактором и приподнятым положением этих зон относительно обширного открытого шельфа, расположенного южнее. Такое приподнятое положение объясняется присутствием биогермоподобных структур, расположенных в нижележащих отложениях франского и частично фаменского ярусов (Войтович и др., 2003). Комплексы верхнефаменских и нижнетурнейских отложений, расположенные выше, часто рассматриваются как покровы облекания таких тел и нивелируют относительно расчленённую морфологию дна бассейна не только на бортах прогиба, но и на всей площади мелководного карбонатного шельфа. Высокая степень перемыва осадков, наличие мощных интервалов биокластовых грейнстоунов подтверждает крайне мелководные обстановки таких зон и значительное влияние на формирование карбонатных осадков волновой и штормовой деятельности. Области развития таких отложений в составе турнейского яруса могут быть перспективными в качестве объектов поиска коллекторов с заведомо высокими ФЕС.

Наличие вторичных доломитов, развитых в верхней части нижнетурнейских отложений, может быть связано с системой нарушений и трещин на границе свода и склона прогиба, так как нередко такие пограничные зоны структур характеризуются повышенной трещиноватостью пород. Опыт изучения турнейских вторичных доломитов на других площадях юго-востока Татарстана позволяет сделать такое предположение (Kolchugin et al., 2020).

Модель седиментации верхнедевонско-нижнетурнейских отложений в пределах южного сегмента Сарайлинского прогиба

В позднедевонско-раннекаменноугольное время на территории современной Волго-Уральской нефтегазоносной провинции существовал обширный тепловодный мелководный морской бассейн (Kolchugin et al., 2014; Хисамов и др., 2010; Геология Татарстана, 1999), открытый в сторону уральского палеоокеана. На большей части современного юго-востока Татарстана глубины бассейна не превышали 20–30 метров (Kolchugin et al., 2014) за исключением внутришельфовых вытянутых относительно глубоководных впадин, представленных ранее упомянутыми зонами ККСП, глубины бассейна в которых могли достигать 100 и более метров (Горожанина и др., 2019). Турнейский век в значительной степени унаследовал условия осадконакопления позднедевонского времени (Хисамов и др., 2010), и они в огромной мере определялись колебаниями уровня моря бассейна седиментации, которые в свою очередь подчинялись глобальным гляциоэвстатическим колебаниям мирового океана в раннем карбоне (Bishop et al., 2009), когда значительные объемы льда на полярных шапках в условиях оттаивания и замерзания регулировали объем водных масс в мировом океане. Такие условия седиментации как для отложений верхнего девона, так и нижнего карбона проявлялись в периодической смене фациального облика формирующихся карбонатных осадков. В период поднятия уровня моря в шельфовых обстановках седиментации образовывались несколько более глубоководные и/или тиховодные типы карбонатных осадков, представленные преимущественно вакстоунами и переходными типами вакстоун-пакстоун, в периоды понижения уровня моря формировались мелководные разности известняков, представленные пелоидными пакстоунами и биокластовыми грейнстоунами. Названные закономерности вариаций уровня моря влияли и на облик формирующихся осадков во внутришельфовых впадинах, так как основные события, связанные с трансгрессивно-регрессивными циклами, угадываются и в последовательности смены отложений в пределах более глубоководных частей прогиба (его склонов и осевой зоны).

Особые условия седиментации достигались на границе мелководного шельфа и внутришельфовой впадины, примером которой и являлся Сарайлинский прогиб как один из элементов ККСП (рис. 11А).

Как отмечалось ранее, бортовая зона представляла собой наиболее приподнятую и мелководную область шельфа. Такое приподнятое положение дна седиментации обеспечивало накопление хорошо отсортированных типов карбонатных отложений с заведомо высокими ФЕС (рис. 11Б).

Отсутствие каменного материала с южного крутого склона Сарайлинского прогиба позволяет лишь предположить, что по мере продвижения в сторону прогиба обстановки приподнятого мелководья резко сменялись склоновыми типами обстановок с преобладанием на борту детритовых, шламовых и брекчированных известняков – результата сноса карбонатного материала вследствие абразионных процессов на приподнятом мелководье. В отличие от северного склона, на южном склоне прогиба не следует ожидать столь последовательного перехода обстановок седиментации от крайне мелководных к депрессионным. Здесь обстановки должны меняться стремительно, а появление насыщенных ОВ типов отложений следует ожидать лишь ближе к самому подножию склона.

Обобщая сказанное, следует отметить, что представленная модель седиментации справедлива не только для области Сарайлинского прогиба и примыкающего к нему карбонатного шельфа, но с определенными допущениями может быть применима и на других площадях со схожим геологическим строением, к каковым можно отнести Нижнекамский, Актаныш-Чишминский прогибы и другие элементы ККСП.

Выводы

Проведенный комплекс исследований позволил сформулировать ряд выводов, имеющих как теоретическое, так и практическое значение.

Изучение верхнедевонско-нижнетурнейских отложений бортовой, склоновой и осевой зоны Сарайлинского прогиба показало, что по наполнению разрезы различаются. Так, бортовой тип разреза представлен преимущественно хорошо отсортированными высокопористыми карбонатными отложениями, образованными в высокоэнергетичных обстановках мелководного шельфа. Разрезы склоновой части и осевой зоны прогиба напротив представлены плотными смешанными по составу глинисто-карбонатно-кремнистыми отложениями доманикового типа, с высокими концентрациями сингенетичного ОВ и маркируют обстановки заглубленного шельфа с признаками конденсированного осадконакопления.

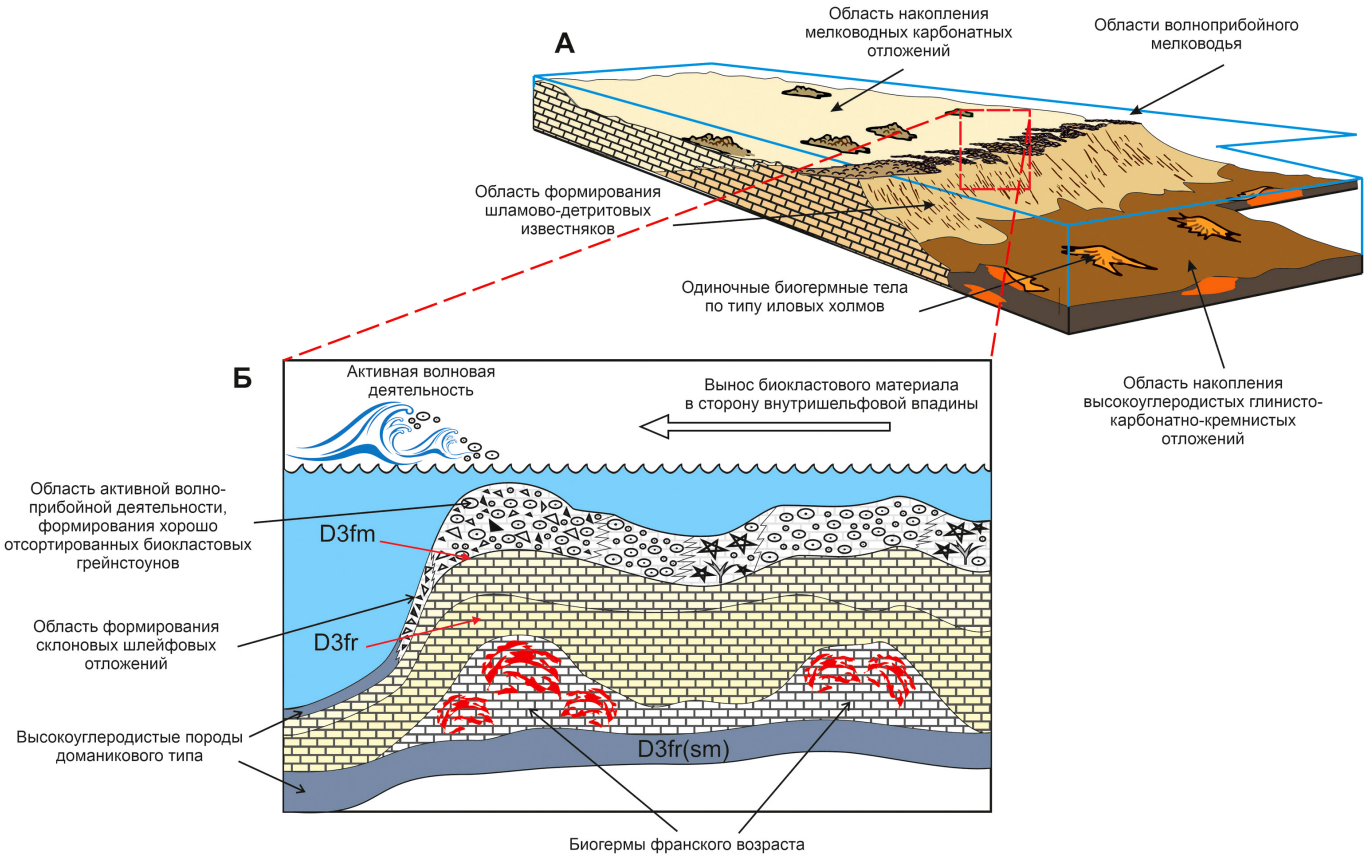


Рис. 11. Предполагаемая модель-схема формирования отложений на границе ЮТС – южный склон Сарайлинского прогиба: А – модель-схема перехода карбонатного шельфа в прогиб, Б – модель-схема осадконакопления в пределах переходной зоны (борт-прогиб)

Бортовые зоны Сарайлинского прогиба могут являться областями с высокими перспективами нахождения в них залежей нефти, прежде всего по причине высоких значений ФЕС пород, слагающих такие разрезы, в то время как разрезы склонового и депрессионного типов могут рассматриваться в качестве потенциально перспективных объектов для разработки сланцевых углеводородов при применении соответствующих технологий.

Полученные результаты могут быть использованы при седиментологических исследованиях других элементов Камско-Кинельской системы прогибов, в том числе при прогнозах потенциально перспективных для освоения площадей как в бортовых и склоновых частях впадин, так и в их осевых зонах.

Литература

Валеева И.Ф., Анисимов Г.А., Анисимова Л.З. (2015). Геологические аспекты нефтегазоносности верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Акатныш-Чишминского прогиба ККС. *Георесурсы*, 3(62), с. 37–42. https://doi.org/10.18599/grs.62.3.19

Войтович Е.Д., Гатиятуллин Н.С. (2003). Тектоника Татарстана. Казань: Изд-во КГУ, 132 с.

Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Заграновская Д.Е., Захарова О.А. (2019). О строении Камско-Кинельской системы прогибов. *Известия вузов. Геология и разведка*, 3, с. 9–20.

Завьялова А.П., Карпушин М.Ю., Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Чупахина В.В., Коробова Н.И., Борисова М.С., Радченко К.А. (2023). Строение, условия формирования и нефтегазоносность отложений доманиковой высокоуглеродистой формации центральной и юго-восточной частей Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна. *Георесурсы*, 25(2), с. 123–139. https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.9

Катаев О.И., Ларочкина И.А., Рейтюхов К.С. (2015). Актуальные вопросы поисков новых месторождений нефти в Волго-Уральской провинции. *Нефтяное хозяйство*, 1, с. 33–37.

Косачев И.П., Каюкова Г.П., Косачева Э.М. (2017). Углеводородный состав нефтей и битумоидов дизъюнктивных пород Сарайлинского прогиба Татарского свода. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 3(12), с. 1–11.

Мирнов Р.В., Митин А.А., Чанышева Л.Н. (2024). Дифференциальное уплотнение карбонатных и кремнисто-карбонатных осадков: полевые наблюдения. Гетерогенность в осадочных системах. *Материалы 14 Уральского литологического совещания (научной конференции)*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, с. 127–128.

Муслимов Р.Х., Васясин Г.И. и др. (1999). Геология турнейского яруса Татарстана. Казань: Мониторинг. 186 с.

Рыжова А.А., Котельникова Э.Д. (1972). Литология и палеогеография карбона центральных и восточных районов Русской платформы. Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы. М.: Наука, с. 129–140.

Сунгатуллина Г.М., Силантьев В.В., Мифтахутдинова Д.Н., Сафаров А.Ф., Валидов М.Ф., Ганиев Б.Г., Шуматбаев К.Д., Хабипов Р.М. (2025). Первые данные по изучению конодонтов на границе девона и карбона в депрессионных отложениях Камско-Кинельской системы прогибов Восточно-Европейской платформы (Волго-Уральская нефтегазоносная провинция, Сарайлинская впадина). *Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки*, 167(1), с. 130–153.

Фортунатова Н.К., Бушуева М.А., Канев А.С., Белоусов Г.А., Баранова А.В., Холмянская Н.Ю. (2023a). Закономерности строения и перспективы нефтегазоносности верхнедевон-турнейских карбонатных и глинисто-карбонатных комплексов прибортовых зон Камско-Кинельской системы прогибов. *Геология нефти и газа*, 3, с. 59–81.

Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Бушуева М.А. и др. (2023b). Стратиграфия нижнего карбона Волго-Уральского субрегиона (материалы к актуализации стратиграфической схемы). Под ред. Н.К. Фортунатовой. М.: ВНИГНИ, 288 с.

Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Кононова Л.И., Баранова А.В., Бушуева М.А., Михеева А.И., Афанасьева М.С., Обуховская Т.Г. (2018). Литолого-фациальная и биостратиграфическая характеристика верхнедевонских отложений опорной скважины 1 Мелекесская (Мелекесская впадина, Волго-Уральская область). *Бюл. моск. о-ва испытателей природы. отд. геол.*, 93(5–6), с. 3–49.

Хисамов Р.С., Губайдуллин А.А., Базаревская В.Г., Юдинцев Е.А. (2010). Геология карбонатных сложно построенных коллекторов девона и карбона Татарстана. Под ред. Р.С. Хисамова. Казань: Изд-во «Фэн» АН РТ, 283 с.

Шельнова А.К., Желтова А.Н., Белодурова Е.А. (1966). Типы разрезов нижнего карбона, развитые на территории Татарской АССР. *ДАН СССР*, 171(2).

Bishop J.W., Montañez I.P., Gulbranson E.L., Brenckle P.L. (2009). The onset of mid-Carboniferous glacio-eustasy: Sedimentologic and diagenetic constraints, Arrow Canyon, Nevada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276(1–4), pp. 217–243. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.02.019

Caputo M.V., Crowell J.C. (1985). Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *GSA Bulletin*, 96(8), pp. 1020–1036. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<1020:MOGCAG>2.0.CO;2

Kolchugin A., Immenhauser A., Morozov V., Walter B., Eskin A., Korolev E., Neuser R. (2020). A comparative study of two Mississippian dolostone reservoirs in the Volga-Ural Basin, Russia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 199, 104465. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104465

Kolchugin A.N., Morozov V.P., Korolev E.A., Eskin A.A. (2014). Carbonate formation of the Lower Carboniferous in central part Volga–Ural basin. *Current science*, 107(12), pp. 2029–2035.

Wallace Z.A., Elrick M. (2014). Early Mississippian Orbital-Scale Glacio-Eustasy Detected from High-Resolution Oxygen Isotopes of Marine Apatite (Conodonts). *Journal of Sedimentary Research*, 84(10), pp. 816–824. https://doi.org/10.2110/jsr.2014.69

Yao L., Aretz M., Wignall P.B., Chen J., Vachard D., Qi Y., Shen Sh., Wang X. (2020). The longest delay: Re-emergence of coral reef ecosystems after the Late Devonian extinctions. *Earth-Science Reviews*, 203, 103060. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103060

Сведения об авторах

Антон Николаевич Кольчугин – кандидат геол. минерал. наук, доцент, заведующий кафедрой минералогии и литологии, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет
Россия, 420111, Казань, Кремлевская, д. 4/5
e-mail: Anton.Kolchugin@kpfu.ru

Альберт Феликсович Сафаров – заместитель начальника отдела, отдел поисковой и разведочной геологии, Институт «ТатНИПИнефть» ПАО «Татнефть»
Россия, 423452, Альметьевск, ул. Советская, д. 186 А
e-mail: safarov@tatnipi.ru

Марат Фанисович Валидов – начальник петрофизического отдела, Центр превосходства цифровых технологий в нефтегазовой отрасли, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет
Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 18
email: marat.validov@gmail.com

Алмаз Маратович Калимуллин – заведующий сектором мониторинга геологических моделей, отдел поисковой и разведочной геологии, Институт «ТатНИПИнефть» ПАО «Татнефть»
Россия, 423452, Альметьевск, ул. Советская, д. 186 А
e-mail: KalimullinAlmazM@tatnipi.ru

Булат Галиевич Ганиев – кандидат тех. наук, начальник департамента разработки месторождений структурного подразделения «Татнефть-Добыча», ПАО «Татнефть»
Россия, 423450, Альметьевск, ул. Ленина, д. 75
e-mail: ganievbg@tatneft.ru

Азат Абузарович Лутфуллин – кандидат тех. наук, доцент, заместитель начальника Департамента разработки месторождений, ПАО «Татнефть»
Россия, 423450, Альметьевск, ул. Индустриальная, д. 28/1
e-mail: LutfullinAA@tatneft.ru

Кирилл Дмитриевич Шуматбаев – кандидат геол.-минерал. наук, главный эксперт по петрофизическим исследованиям, Департамент разработки месторождений, ПАО «Татнефть»
Россия, 423450, Альметьевск, ул. Ленина, д. 75
e-mail: Shumatbaevkd@tatneft.ru

Ришат Минехарисович Хабипов – начальник отдела мониторинга разработки месторождений и недропользования, Департамент разработки месторождений, «Татнефть-Добыча», ПАО «Татнефть»
Россия, 423450, Альметьевск, ул. Ленина, д. 75
e-mail: HabipovRM@tatneft.ru

Альфия Илдусовна Хайдарова – ведущий инженер, сектор учета и анализа структуры запасов нефти, отдел поисковой и разведочной геологии, Институт «ТатНИПИнефть» ПАО «Татнефть»
Россия, 423452, Альметьевск, ул. Советская, д. 186 А

Эдуард Анатольевич Королев – кандидат геол. минерал. наук, доцент кафедры общей геологии и гидрогеологии, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет
Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5
e-mail: Edik.Korolev@kpfu.ru

Алексей Сергеевич Хаюзкин – научный сотрудник, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет
Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5
e-mail: alexeykhaiuzkin@mail.ru

Статья поступила в редакцию 04.11.2024;
Принята к публикации 14.03.2025; Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Model of Upper Famennian-Tournaisian Formations within the Axial and Margin Zones of the Saraylinsky Depression (Republic of Tatarstan, Russia)

A.N. Kolchugin[1], A.F. Safarov[2], M.F. Validov[1], A.M. Kalimullin[2], B.G. Ganiev[2], A.A. Lutfullin[2], K.D. Shumatbaev[2], R.M. Khabipov[2], A.I. Khaidarova[2], E.A. Korolev[1], A.S. Khayuzkin[1]*

[1]*Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation*

[2]*Tatneft PJSC, Almetyevsk, Russian Federation*

[*]*Corresponding author: Anton N. Kolchugin, e-mail: Anton.Kolchugin@kpfu.ru*

Abstract. The study focused on the Upper Famennian-Tournaisian formations in the southeastern part of Tatarstan, which constitute the stratigraphic sections of various segments of the Saraylinsky depression. The research aimed to develop a sedimentation model for the Upper Devonian-Tournaisian depositional complex within the Saraylinsky depression. Typical stratigraphic sections were constructed for different segments of the depression, and sedimentation patterns were examined for the margin, slope, and depression zones, based on a detailed analysis of core material from several wells. A consistent lithological succession was identified within the depression profile, revealing a rapid decrease in the proportion of carbonate deposits toward the axial zones, accompanied by an increase in mixed clay-carbonate-siliceous rocks with a high content of syngeneic organic matter. In the same direction, the thickness of coeval deposits decreases. The sections of the margin zone were formed in shallow-water carbonate shelf environments, whereas the axial zone sections represent more deepened intrashelf basins with signs of condensed sedimentation. Slope-type sections, in terms of lithological composition, show greater affinity with depression-type sections, although they exhibit characteristics of somewhat shallower sedimentary settings. A sedimentation model for the Upper Famennian-Tournaisian deposits within the Saraylinsky depression has been presented and described. The margin zones of the Saraylinsky depression are considered highly prospective for oil exploration, while the slope and depression-type sections may be regarded as potentially promising targets for shale hydrocarbon development with the application of appropriate technologies. The results of this study can be used in sedimentological research of other elements of the Kamsky-Kinelsky system of depressions, including the prediction of potentially promising areas for development.

Keywords: Saraylinsky depression, Famennian-Tournaisian deposits, section types, sedimentation model

Recommended citation: Kolchugin A.N., Safarov A.F., Validov M.F., Kalimullin A.M., Ganiev B.G., Lutfullin A.A., Shumatbaev K.D., Khabipov R.M., Khaidarova A.I., Korolev E.A., Khayuzkin A.S. (2025). Model of Upper Famennian-Tournaisian Formations within the Axial and Margin Zones of the Saraylinsky Depression (Republic of Tatarstan, Russia). *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 208–220. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.24

References

Bishop J.W., Montañez I.P., Gulbranson E.L., Brenckle P.L. (2009). The onset of mid-Carboniferous glacio-eustasy: Sedimentologic and diagenetic constraints, Arrow Canyon, Nevada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276(1–4), pp. 217–243. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.02.019

Caputo M.V., Crowell J.C. (1985). Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *GSA Bulletin*, 96(8), pp. 1020–1036. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<1020:MOGCAG>2.0.CO;2

Fortunatova N.K., Bushueva M.A., Kanev A.S., Belousov G.A., Baranova A.V., Kholmyanskaya N.Yu. (2023a). Patterns of structure and oil and gas potential of Upper Devonian-Tournaisian carbonate and clay-carbonate complexes of marginal zones of the Kama-Kinel trough system. *Geologiya nefti i gaza = Oil and Gas Geology*, 3, pp. 59–81. (In Russ.)

Fortunatova N.K., Zaitseva E.L., Bushueva M.A. et al. (2023b). Lower Carboniferous stratigraphy of the Volga-Ural subregion (materials for updating the stratigraphic scheme). Ed. N.K. Fortunatova. Moscow: VNIGNI, 288 p. (In Russ.)

Fortunatova N.K., Zaitseva E.L., Kononova L.I., Baranova A.V., Bushueva M.A., Mikheeva A.I., Afanas'eva M.S., Obukhovskaya T.G. (2018). Lithological-facies and biostratigraphic characteristics of the Upper Devonian deposits of reference well 1 Melekesskaya (Melekesskaya depression, Volga-Ural region). *Byul. mosk. o-va ispytatelei prirody. otd. geol.*, 93(5–6), pp. 3–49. (In Russ.)

Gorozhanina E.N., Gorozhanin V.M., Zagranovskaya D.E., Zakharova O.A. (2019). On the structure of the Kama-Kinel trough system. *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*, 3, pp. 9–20. (In Russ.)

Kataev O.I., Larochkina I.A., Reityukhov K.S. (2015). Actual issues of prospecting for new oil fields in the Volga-Ural province. *Neftyanoe khozyaistvo = Oil Industry*, 1, pp. 33–37. (In Russ.)

Khisamov R.S., Gubaidullin A.A., Bazarevskaya V.G., Yudintsev E.A. (2010). Geology of carbonate complex Devonian and Carboniferous reservoirs of Tatarstan. Ed. R.S. Khisamov. Kazan: Fen, 283 p. (In Russ.)

Kolchugin A., Immenhauser A., Morozov V., Walter B., Eskin A., Korolev E., Neuser R. (2020). A comparative study of two Mississippian dolostone reservoirs in the Volga-Ural Basin, Russia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 199, 104465. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104465

Kolchugin A.N., Morozov V.P., Korolev E.A., Eskin A.A. (2014). Carbonate formation of the Lower Carboniferous in central part Volga–Ural basin. *Current science*, 107(12), pp. 2029–2035.

Kosachev I.P., Kayukova G.P., Kosacheva E.M. (2017). Hydrocarbon composition of oils and bitumen of disjunctive rocks of the Saraylinsky trough of the Tatar arch. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika = Oil and Gas Geology. Theory and Practice*, 3(12), pp. 1–11. (In Russ.)

Mirnov R.V., Mitin A.A., Chanysheva L.N. (2024). Differential compaction of carbonate and siliceous-carbonate sediments: field observations. Heterogeneity in sedimentary systems. Proc. 14th Ural lithological meeting (scientific conference). Ekaterinburg: IGG UrO RAN, pp. 127–128. (In Russ.)

Muslimov R.Kh., Vasyasin G.I. et al. (1999). Geology of the Tournaisian Stage of Tatarstan. Kazan: Monitoring, 186 p. (In Russ.)

Ryzhova A.A., Kotel'nikova E.D. (1972). Lithology and paleogeography of the Carboniferous of the central and eastern regions of the Russian Platform. *Lithology and paleogeography of the Paleozoic deposits of the Russian Platform*. Moscow: Nauka, pp. 129–140. (In Russ.)

Shel'nova A.K., Zheltova A.N., Belodurova E.A. (1966). Types of Lower Carboniferous sections developed on the territory of the Tatar ASSR. *DAN SSSR*, 171(2). (In Russ.)

Sungatullina G.M., Silant'ev V.V., Miftakhutdinova D.N., Safarov A.F., Validov M.F., Ganiev B.G., Shumatbaev K.D., Khabipov R.M. (2025). First data on the study of conodonts at the Devonian-Carboniferous boundary in depression deposits of the Kama-Kinel trough system of the East European Platform (Volga-Ural oil and gas province, Sarailinskaya depression). *Uchenye zapiski Kazanskogo universiteta. Seriya Estestvennye nauki*, 167(1), pp. 130–153. (In Russ.)

Valeeva I.F., Anisimov G.A., Anisimova L.Z. (2015). Geological aspects of the oil and gas potential of the Upper Devonian and Lower Carboniferous deposits of the Akatnysh-Chishminsky trough of the KKS. *Georesursy = Georesources*, 3(62), p. 37–42. https://doi.org/10.18599/grs.62.3.19

Voitovich E.D., Gatiyatullin N.S. (2003). Tectonics of Tatarstan. Kazan: KSU, 132 p. (In Russ.)

Wallace Z.A., Elrick M. (2014). Early Mississippian Orbital-Scale Glacio-Eustasy Detected from High-Resolution Oxygen Isotopes of Marine Apatite (Conodonts). *Journal of Sedimentary Research*, 84(10), pp. 816–824. https://doi.org/10.2110/jsr.2014.69

Yao L., Aretz M., Wignall P.B., Chen J., Vachard D., Qi Y., Shen Sh., Wang X. (2020). The longest delay: Re-emergence of coral reef ecosystems after the Late Devonian extinctions. *Earth-Science Reviews*, 203, 103060. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103060

Zavyalova A.P., Karpushin M.Yu., Stoupakova A.V., Kalmykov A.G., Chupakhina V.V., Korobova N.I., Borisova M.S., Radchenko K.A. (2023). Structure, formation conditions, oil and gas potential of Domanicoid high-carbon formation in the Central and South-Eastern Parts of the Volga-Ural basin. *Georesursy = Georesources*, 25(2), pp. 123–139. (In Russ.) https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.9

About the Authors

Anton N. Kolchugin – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor, Head of the Department of Mineralogy and Lithology, Institute of Geology and Oil and Gas Technologies, Kazan Federal University

4/5 Kremlevskaya st., Kazan, 420111, Russian Federation

e-mail: Anton.Kolchugin@kpfu.ru

Albert F. Safarov – Deputy Head of Department, Department of Prospecting and Exploration Geology, TatNIPIneft Institute, Tatneft PJSC

186 A Sovetskaya st., Almetyevsk, 423452, Russian Federation

e-mail: safarov@tatnipi.ru

Marat F. Validov – Head of Petrophysical Department, Centre of Excellence for Digital Technologies in Oil and Gas, Institute of Geology and Oil and Gas Technologies, Kazan Federal University

18 Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

e-mail: marat.validov@gmail.com

Almaz M. Kalimullin – Head of Geological Models Monitoring Sector, Prospecting and Exploration Geology Department, TatNIPIneft Institute, Tatneft PJSC

186 A Sovetskaya St., Almetyevsk, 423452, Russian Federation

e-mail: KalimullinAlmazM@tatnipi.ru

Bulat G. Ganiev – Cand. Sci. (Engineering), Head of the Field Development Department, Tatneft-Dobycha, Tatneft PJSC

75 Lenina st., Almetyevsk, 423450, Russian Federation

e-mail: ganievbg@tatneft.ru

Azat A. Lutfullin – Cand. Sci. (Engineering), Deputy Head of the Department of Field Development, Tatneft PJSC

75 Lenin st., Almetyevsk, 423450, Russian Federation

Kirill D. Shumatbayev – Cand. Sci. (Geology and Minerology), Deputy Head of Field Development Department, Tatneft-Dobycha, Tatneft PJSC

75 Lenin st., Almetyevsk, 423462, Russian Federation

e-mail: Shumatbaevkd@tatneft.ru

Rishat M. Khabipov – Head of Field Development Monitoring and Subsoil Use Division, Field Development Department, Tatneft-Dobycha, Tatneft PJSC

75 Lenina st., Almetyevsk, 423450, Russian Federation

e-mail: HabipovRM@tatneft.ru

Alfiya I. Khaidarova – Leading Engineer, Oil Reserves Accounting and Structure Analysis Sector, Prospecting and Exploration Geology Department, TatNIPIneft Institute, Tatneft PJSC

186 A Sovetskaya st., Almetyevsk, 423452, Russian Federation

Eduard A. Korolev – Cand. Sci. (Geology and Minerology), Associate Professor, Department of General Geology and Hydrogeology, Institute of Geology and Oil and Gas Technologies, Kazan Federal University

4/5 Kremlevskaya st., Kazan, 420111, Russian Federation

e-mail: Edik.Korolev@kpfu.ru

Aleksey S. Khayuzkin – Researcher, Institute of Geology and Oil and Gas Technologies, Kazan Federal University

4/5 Kremlevskaya st., Kazan, 420111, Russian Federation

e-mail: alexeykhaiuzkin@mail.ru

Manuscript received 4 November 2024;
Accepted 14 March 2025;
Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georс.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.25 УДК 553.983

Характеристика органического вещества доманиковых отложений и насыщающих их флюидов на территории Республики Татарстан

Т.В. Григоренко[1], Г.Г. Савостин[1], А.Г. Калмыков[1], М.С. Тихонова[1], О.Н. Видищева[1], М.О. Костышина[1], М.Л. Махнутина[1], В.Д. Стороженко[2], Г.А. Калмыков[1], Н.А. Назимов[3]*

[1]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

[2]*Институт «ТатНИПИнефть» ПАО «Татнефть», Альметьевск, Россия*

[3]*ПАО «Татнефть», Альметьевск, Россия*

В рамках настоящей работы исследовались доманиковые отложения из скважин на территории Республики Татарстан. Данные отложения считаются основной нефтематеринской толщей территории, поэтому целью работы была оценка их вклада в нефтеносность региона. По результатам геохимических исследований установлено, что в основном органическое вещество (ОВ) отложений незрелое и не вошло в главную зону нефтеобразования, за исключением отдельных зон на севере Южно-Татарского свода и на юге Северо-Татарского свода, где зафиксирован повышенный катагенез (до стадии МК2). В скважинах встречены интервалы с высокими значениями пористости (2–8%), обладающие повышенным нефтенасыщением, которые содержат флюиды, генерируемые собственными нефтематеринскими породами. Для объяснения условий формирования таких локальных участков повышенного катагенеза было проведено сравнение с отложениями баженовской формации Западной Сибири. Рядом авторов считается, что структурно-тектонические факторы могли способствовать воздействию гидротермальных флюидов. Предположительно, аналогичные процессы могли протекать на исследуемой территории. Для оценки их воздействия было выполнено лабораторное моделирование гидротермальной проработки образца пород доманиковой высокоуглеродистой формации. Показано, что кероген данных отложений обладает более высокой генерационной способностью по сравнению с ОВ баженовской свиты, при этом происходит генерация углеводородных соединений и формирование до 3,5 мг УВ/г ТОС газообразных компонентов и до 185 мг УВ/г ТОС жидких продуктов. Полученные результаты могут быть использованы для поиска перспективных участков на территории Республики Татарстан.

Ключевые слова: доманиковая высокоуглеродистая формация, органическое вещество, углеводородные соединения, лабораторное моделирование преобразования керогена, трудноизвлекаемые запасы

Для цитирования: Григоренко Т.В., Савостин Г.Г., Калмыков А.Г., Тихонова М.С., Видищева О.Н., Костышина М.О., Махнутина М.Л., Стороженко В.Д., Калмыков Г.А., Назимов Н.А. (2025). Характеристика органического вещества доманиковых отложений и насыщающих их флюидов на территории Республики Татарстан. *Георесурсы,* 27(1), с. 221–235. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.25

Введение

На территории Российской Федерации распространены высокоуглеродистые формации, обладающие повышенным углеводородным потенциалом не только с точки зрения генерации нефти и газа для заполнения традиционных месторождений, но и как коллекторы сланцевой нефти (нетрадиционные коллекторы с трудноизвлекаемыми запасами). В первую очередь к таким формациям относят доманиковые отложения Волго-Уральского и Тимано-Печорского нефтегазоносных бассейнов и породы баженовского горизонта Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Баженовская свита и её аналоги достаточно хорошо и подробно изучены многими исследователями (Гончаров и др., 2016; Калмыков, Балушкина, 2017; Конторович и др., 2018), тогда как характеристики доманиковой высокоуглеродистой формации на ряде территорий получены только для отдельных участков. Эти отложения являются высокоуглеродистой карбонатно-кремнистой формацией (Ступакова и др., 2017). Данная формация характеризуется неоднородным строением и изменчивыми свойствами по территории и по разрезу. На территории

* Ответственный автор: Татьяна Витальевна Григоренко
e-mail: grigorenko.tanya@gmail.com

© 2025 Коллектив авторов
Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна строение доманиковой формации было рассмотрено в работах ряда исследователей (Мкртчян, 1977; Кирюхина и др., 2013; Неручев, 1986 и др.), и подтверждены их повышенные перспективы для генерации нефти и газа (Фадеева и др., 2015).

При этом в ряде публикаций доманиковые отложения рассматриваются также как толща, содержащая нетрадиционные резервуары, которые могут давать притоки нефти при разработке (Ульмишек и др., 2017; Заграновская и др., 2021; Вашкевич и др., 2018). Разработка трудноизвлекаемых запасов (ТРИЗ) в настоящее время рассматривается как одно из приоритетных направлений стратегии развития нефтегазовой отрасли в Российской Федерации. Доля таких запасов по разным оценкам составляет от 30 до 70% от общего количества залежей УВ (Прищепа, 2019), по данным Минэнерго в 2023 году доля ТРИЗ составила 60% с вероятностью увеличения до 70% к 2030 году. Однако для поиска перспективных зон и выбора оптимального способа разработки месторождений, содержащих УВС в нетрадиционных резервуарах внутри высокоуглеродистых формаций, необходимо учитывать особенности геологического строения разрабатываемого объекта, литологические и петрофизические характеристики пород и свойства флюидов, а также выявить причины формирования таких резервуаров.

Для получения характеристик ОВ и содержащихся в толще флюидов, а также изучения процессов насыщения потенциальных залежей и миграции УВ необходимо использовать комплекс геохимических методов. На первом этапе основными методами являются литологические и пиролитические исследования, позволяющие выделить интервалы с повышенным содержанием органического вещества и потенциально перспективные с точки зрения насыщения прослои. Далее для определения молекулярного состава флюидов и установления связи нефтематеринской породы и коллектора, изучения процессов миграции углеводородов (УВ) применяется биомаркерный анализ (Peters et al., 2007; Sivan, 2008 и др.). Определённые биомаркерные параметры характеризуют определённые обстановки осадконакопления и степень катагенетической преобразованности исходного ОВ (Moldowan et al., 1986; Peters et al., 2005). Анализ комплекса геохимических методов позволит изучить процессы миграции и оценить вклад доманиковой формации в нефтегазоносность изучаемого региона.

Ещё одним методом изучения характеристик ОВ является лабораторное моделирование преобразования керогена методом гидропиролиза (Lewan, 1985). Цель таких работ – изучение механизма реализации его генерационного потенциала и состава получаемых УВС. Подобные эксперименты по изучению изменения структуры керогена и асфальтенов в породах доманиковой высокоуглеродистой формации Восточно-Европейской платформы, имеющих разную степень катагенетической преобразованности, опубликованы в ряде работ (Бурдельная и др., 2015; Бушнев и др., 2019; Каюкова и др., 2022). Однако важно отметить, что для Российской Федерации в целом такие исследования являются единичными, не отработана методология изучения различных процессов. В то же время, проведение экспериментов по генерации нефти и газа на разных образцах пород по единой методике позволит сравнить их характеристики, оценить их потенциал и сделать выводы о различиях ОВ в разных объектах.

Целью данной работы было комплексное изучение характеристик ОВ доманиковой высокоуглеродистой формации для выявления различий состава и строения пород на территории Республики Татарстан, оценки степени преобразованности керогена и влияния процессов миграции на насыщение исследуемых пород. Дополнительно было проведено сравнение полученных результатов с характеристиками отложений баженовской свиты, что позволит установить схожесть протекающих процессов в двух основных нефтематеринских толщах Российской Федерации и возможность применения разработанных для Западной Сибири критериев поиска перспективных участков на территории Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна. Одним из критериев сравнения будет сопоставление экспериментов по лабораторному моделированию преобразования ОВ в этих формациях, имитирующему полуоткрытую систему с возможностью отвода продуктов генерации.

Материалы и методы

В рамках данной статьи исследовались образцы доманиковых отложений (франско-фаменский возраст), отобранных из девяти скважин, которые расположены в пределах Южно-Татарского свода, Мелекесской впадины, Северо-Татарского свода и Казанской седловины (рис. 1).

По результатам литологических исследований были выбраны наиболее обогащённые ОВ прослои доманиковой высокоуглеродистой формации. Общее количество образцов превышало 200 штук, что позволяет подробно охарактеризовать нефтематеринские прослои всех исследованных скважин. По результатам первичных исследований выбирались наиболее характерные образцы, что позволяет корректно охарактеризовать ОВ по территории.

Пиролитические исследования

Пиролитические исследования проводились на пиролизаторе Hawk компании Wildcat (США) по методике, разработанной во Французском институте нефти. Методика подробно описана во многих работах (Espitalie et al., 1977, 1984). Фиксировались параметры S0, S1, S2, характеризующие выделившиеся УВ, S3, связанный с выделением CO_2 на этапе пиролиза, пик Tmax, а также выход CO и CO_2 на этапе окисления.

Экстракция со сбором экстракта

Для характеристики флюидов, насыщающих отложения доманиковой высокоуглеродистой формации, по результатам пиролитических исследований были выбраны образцы для проведения горячей экстракции в аппарате Сокслета с использованием гексана в качестве растворителя для извлечения УВ, похожих по составу на нефти (Тихонова и др., 2019). Экстракция оканчивалась при достижении в растворе охлажденного аппарата Сокслета концентрации битумоида менее 0,000625%.

Хромато-масс-спектрометрические исследования

Полученные экстракты были отделены от растворителя, взвешены и разделены на насыщенную и ароматическую фракции, смолы и асфальтены согласно стандарту

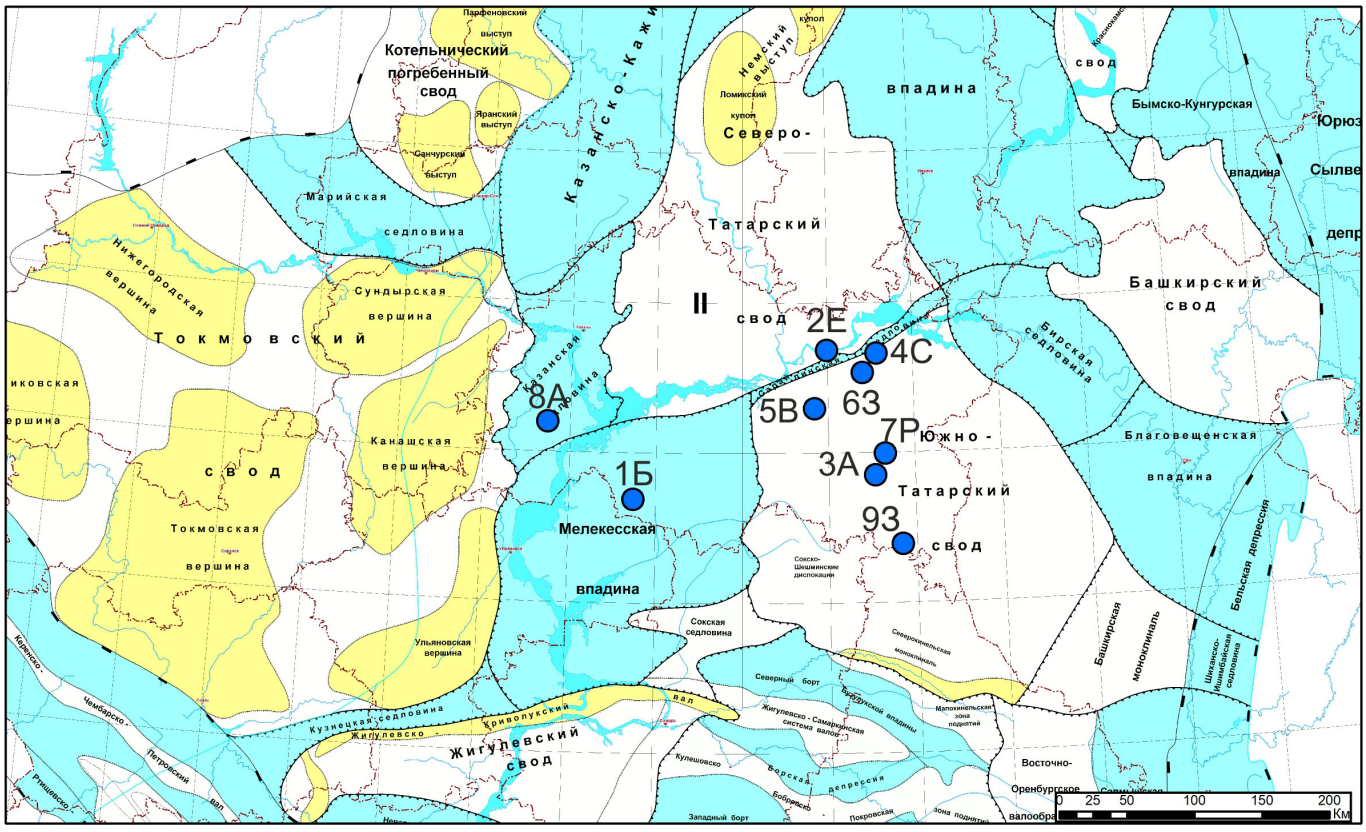


Рис. 1. Расположение скважин с керновым материалом доманиковых отложений на тектонической карте

ASTM D4124. Далее насыщенная и ароматическая фракции исследовались методом хромато-масс-спектрометрии на газовом хроматографе Agilent 8890B, снабженном автоматическим устройством ввода пробы Agilent 7693 Autosampler, масс-спектрометром Agilent 5977A MSD (Agilent Technologies, США). Дальнейшая компьютерная обработка полученных результатов проводилась в программном обеспечении MassHunter (Agilent Technologies, США). Методика анализа описана в статье Тихоновой с соавторами (Тихонова и др., 2021).

Лабораторное моделирование преобразования керогена в полуоткрытой системе

Для изучения процессов преобразования керогена и генерации нефти и газа был выбран наиболее характерный образец кероген-кремнисто-карбонатной породы, содержащей незрелое ОВ из скважины 7Р. Он был помещен в автоклав, куда добавлялась вода, после чего производился нагрев до температуры 350 °С. Через каждые три часа система охлаждалась, из неё отбирались жидкие и газообразные продукты, а также часть исследуемого образца. Общее время воздействия составило 18 часов.

Анализ выделившихся газов выполнялся с помощью аналитического комплекса для исследования углеводородных объектов различной природы, включающего два хроматографа «Хроматэк-Кристалл 5000» с детекторами ДТП, ПИД и ПФД, позволяющими идентифицировать не только углеводороды, но также кислород, водород, углекислый газ и серосодержащие газообразные продукты лабораторного моделирования. Расчет концентраций газовых компонентов выполнялся по площадям пиков, для калибровки использовалась концентрации в аттестованной газовой смеси. Полученные результаты обрабатывали с помощью программы «Хроматэк-Аналитик».

Определение молекулярного состава жидких продуктов выполнялось по методике хромато-масс-спектрометрических исследований, описанных выше.

Преобразование керогена фиксировалось проведением пиролитических исследований на приборе HAWK Resource Workstation на каждом этапе до и после удаления из образцов подвижных битумоидов.

Дополнительно для выбранных образцов проводились углепетрографические исследования на аншлифах, изготовленных из неэкстрагированных образцов после прогрева. Все описания и замеры проводились на установке QDI302 (Craic Technologies, США) согласно ГОСТам: Р 55663-2013, Р 55662-2013, Р 55659-2013 соответствующим международным стандартам ISO 7404-2, 7404-3, 7404-5. Исследование мацералов выполнялось в простом отраженном белом и ультрафиолетом (УФ) свете.

Результаты и их обсуждение

Описание кернового материала показало, что доманиковые отложения исследуемых объектов, аналогично изученным ранее (Ступакова и др., 2017), являются тонкослоистой неоднородной толщей. По литологическому составу выделяются карбонатные интервалы и кремнистые, в разной мере карбонатизированные прослои с повышенным содержанием ОВ. Встречаются известняки различных типов, осложненные вторичной перекристаллизацией и конкрециообразованием: органогенно-обломочные; водорослевые; тонкокристаллические известняки (рис. 2). В разрезе изучаемых скважин также встречены доломиты, кероген-кремниевые, кероген-кремнисто-карбонатные,



Рис. 2. Основные выделенные литотипы доманиковой толщи: А) органогенно-обломочные известняки; Б) водорослевые известняки; В) тонкокристаллические известняки; Г) доломиты; Д) кероген-кремниевые породы; Е) кероген-кремнисто-карбонатные породы; Ж) кероген-карбонатно-кремниевые породы с тентакулитами; З) кремнисто-карбонатные породы

кероген-карбонатно-кремниевые породы с тентакулитами и кремнисто-карбонатные породы (рис. 2).

На рис. 3 приведён пример литологической колонки по скважине 2Е. Можно отметить неоднородное строение разреза, наблюдается переслаивание различных литотипов пород. Наиболее темноокрашенные прослои, обогащённые органическим веществом, распределены в разрезе неравномерно.

Для определения характеристик ОВ доманиковой высокоуглеродистой формации и выделения перспективных интервалов были отобраны образцы из прослоев с повышенным содержанием керогена, для которых проведились пиролитические исследования. Установлено, что геохимические характеристики ОВ доманиковых отложений варьируют по территории и по разрезу. На рис. 4 приведён геолого-геохимический планшет по скважине 7Р. В данной скважине значения S0 лежат в пределах от 0,1 до 2,2 мг УВ/г породы, S1 – от 0,1 до 11,2 мг УВ/г породы, S2 – от 0,5 до 221,3 мг УВ/г породы. Содержание органического углерода (ТОС) изменяется в широком диапазоне от 0,7 до 33,3 мас.%. Стоит отметить, что повышенные значения S0+S1, характеризующие содержание лёгких УВ, соответствуют повышенным значениям S2 и ТОС. Можно предполагать, что кероген и тяжёлые высокомолекулярные УВС удерживают их за счёт сорбции или блокировки части порового пространства. Вариативность полученных параметров позволяет предполагать некоторые различия в обстановках осадконакопления.

Для сравнения на рис. 5 приведён геолого-геохимический планшет для скважины 6-З. Для доманиковых отложений данной скважины установлены более высокие значения параметра S0 (до 5,2 мг УВ/г породы), тогда как значения параметров S1 и S2 варьируют от 0,4 до 8,4 мг УВ/г породы и от 3,8 до 72,5 мг УВ/г породы соответственно. ТОС изменяется от 2,6 до 13,7 мас.%. Можно предполагать, что либо в скважине встречено другое по природе ОВ, либо оно обладает более высокой зрелостью, за счёт чего произошло увеличение количества сгенерированных лёгких продуктов.

Результаты пиролитических исследований образцов после удаления битумоидов показали, что ОВ доманиковых отложений в исследуемых скважинах относится преимущественно ко II типу (рис. 6А). Степень катагенетической преобразованности доманиковых отложений в большинстве скважин преимущественно низкая, породы не вступили в главную зону нефтеобразования (скважины 1Б, 5В, 7Р, 8А). Однако для некоторых скважин отмечается пониженное значение водородного индекса и более высокие значения параметра Tmax, что может свидетельствовать о более высокой степени катагенетической преобразованности, достигающей в отдельных случаях стадии МК2. Наиболее преобразованными являются отложения скважины 4С, 6-З, 9-З. В скважинах 2Е и 3А параметры водородного индекса и Tmax меняются по разрезу. Это может быть результатом локальной более высокой преобразованности ОВ, либо различиями в природе керогена. Например, в скважине 2Е параметр водородного индекса варьирует от 417 до 755 мг УВ/г ТОС.

Анализ аншлифов показал, что мацеральный состав ОВ близок, кероген представлен преимущественно битуминитом, а мацералов группы витринита практически не обнаружено. При этом установлены признаки повышенного катагенеза ОВ как в образцах из всего разреза (4С, 6-З), так и в отдельных прослоях скважин 2Е и 3А. Полученные данные свидетельствуют о преобразовании керогена и генерации нефти и газа на отдельных участках исследуемой территории.

Пиролитические исследования до экстракции позволяют сделать вывод не только о содержании ОВ и косвенно оценить количество УВС в породах, но и с помощью индексов продуктивности (PI) и нефтенасыщенности (OSI) охарактеризовать содержание подвижных углеводородов и выделить нефтенасыщеннные интервалы (рис. 6Б). Повышенные значения индекса продуктивности

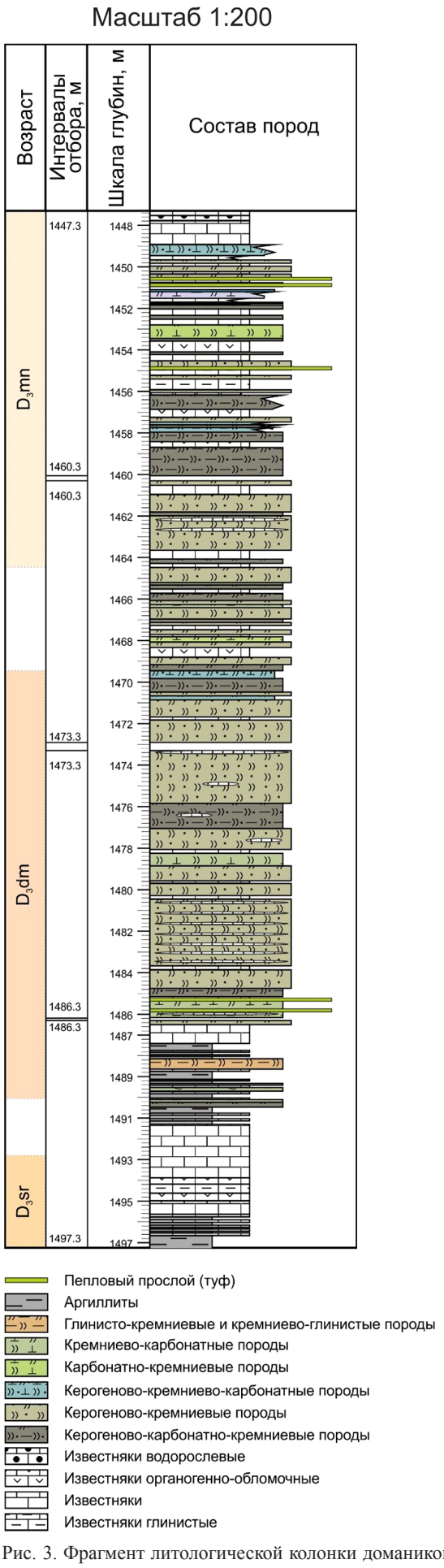


Рис. 3. Фрагмент литологической колонки доманиковых отложений скважины 2Е

(>0,3) и нефтенасыщенности (>100) отмечены в образцах из скважин 2Е, 3А, 4С, 6-З. Они свидетельствуют о содержании лёгких подвижных УВ и нефтенасыщенности данных пород. Стоит отметить, что ОВ в ряде интервалов перечисленных скважин находится в начале-середине нефтяного окна, что позволяет предполагать насыщение за счёт процессов генерации из керогена собственных отложений.

Чтобы проверить предположение о наличии подвижных и потенциально извлекаемых УВС в доманиковых отложений и для определения их характеристик и генезиса, была проведена экстракция битумоидов из открытых пор гексаном. Экстракция была выполнена для 27 образцов, относительная масса экстракта составила от 0,1 до 32,8 мг УВ/г породы. Повышенные содержания лёгких УВ, близких по составу к нефтям, установлены в первую очередь в породах скважины 6-З (в 4 из 6 исследованных образцов количество экстракта составило более 10 мг УВ/г породы). Также большой выход гексановых экстрактов (7,2–11,3 мг УВ/г породы) был зафиксирован для 3 из 6 образцов из 3А. Стоит отметить, что для всех образцов с большим выходом экстракта были зафиксированы высокие значения параметров PI и OSI, а в скважинах установлена значительная преобразованность керогена (стадия катагенеза МК1-2). Высокие выходы экстракта также были зафиксированы в отдельных образцах из других скважин, но в ряде скважин они связаны с общим высоким содержанием ОВ в породах (например, в скважине 7Р), относить такие прослои к нефтенасыщенным нельзя. Важно отметить, что в образцах с высоким содержанием гексанового экстракта пористость, определённая газоволюметрическим методом, после экстракции увеличилась на 4–5%, что также подтверждает вывод о большом объёме флюидов, насыщающих породы.

В рамках проводимых исследований важно было не только выявить наличие потенциально перспективных нефтенасыщенных интервалов, но и определить роль доманиковых отложений в качестве нефтематеринской толщи для традиционных и нетрадиционных залежей региона. Для этого были исследованы гексановые экстракты из нефтегазоматеринских пород доманиковой высокоуглеродистой формации и экстракты из образцов кавернозных карбонатных пород, визуально имеющих нефтенасыщенность.

По результатам изучения молекулярного состава флюидов установлена изменчивость характеристик исходного ОВ. Территорию Республики Татарстан можно условно разделить на две части – западную (скважины 1Б, 2Е, 5В, 8А) и восточную (скважины 4С, 6-З, 7Р, 9-З). Материнское ОВ для битумоидов из скважин западной части накапливалось в пресноводных обстановках. Наблюдается изменчивость биомаркерных параметров УВС по разрезу, что свидетельствует об отсутствии флюидодинамической связанности отдельных нефтематеринских прослоев и некоторых различиях их обстановок осадконакопления (рис. 7а). Материнское ОВ флюидов из скважин восточной части территории характеризуется мелководно-морскими обстановками осадконакопления, при этом состав УВС по разрезу практически не изменяется (рис. 7б). Установленные сходства могут определяться либо одинаковыми обстановками осадконакопления, либо протеканием миграции УВС.

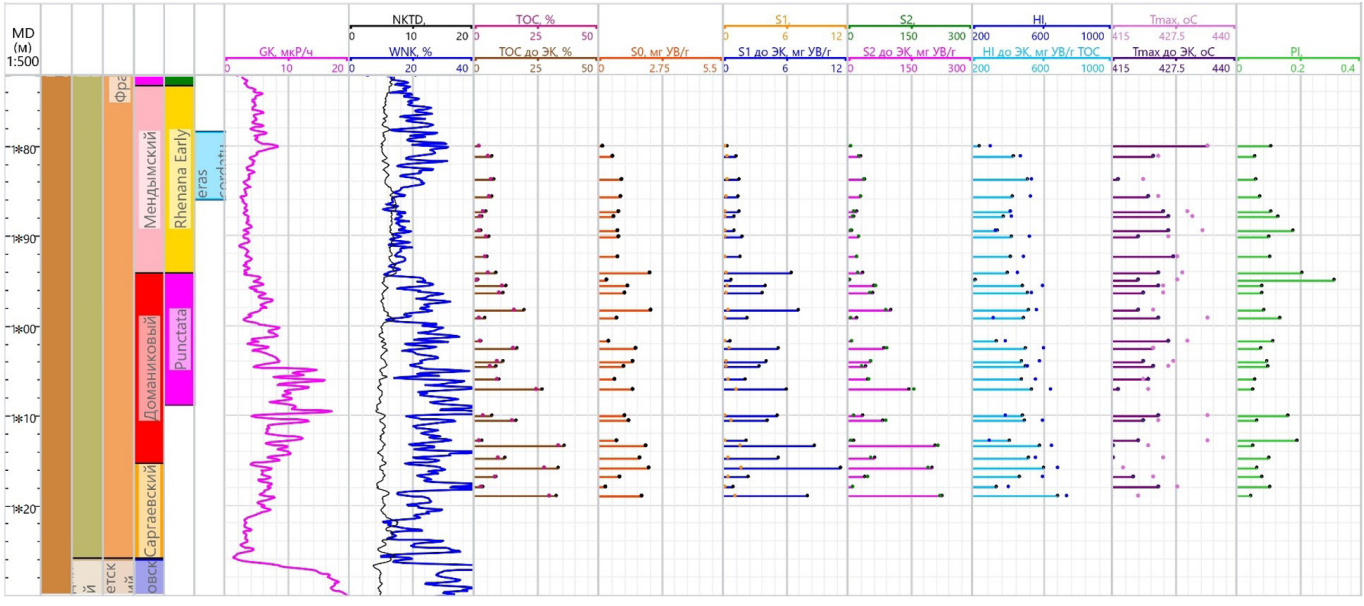


Рис. 4. Пример геолого-геохимического планшета с результатами пиролиза по скважине 7Р

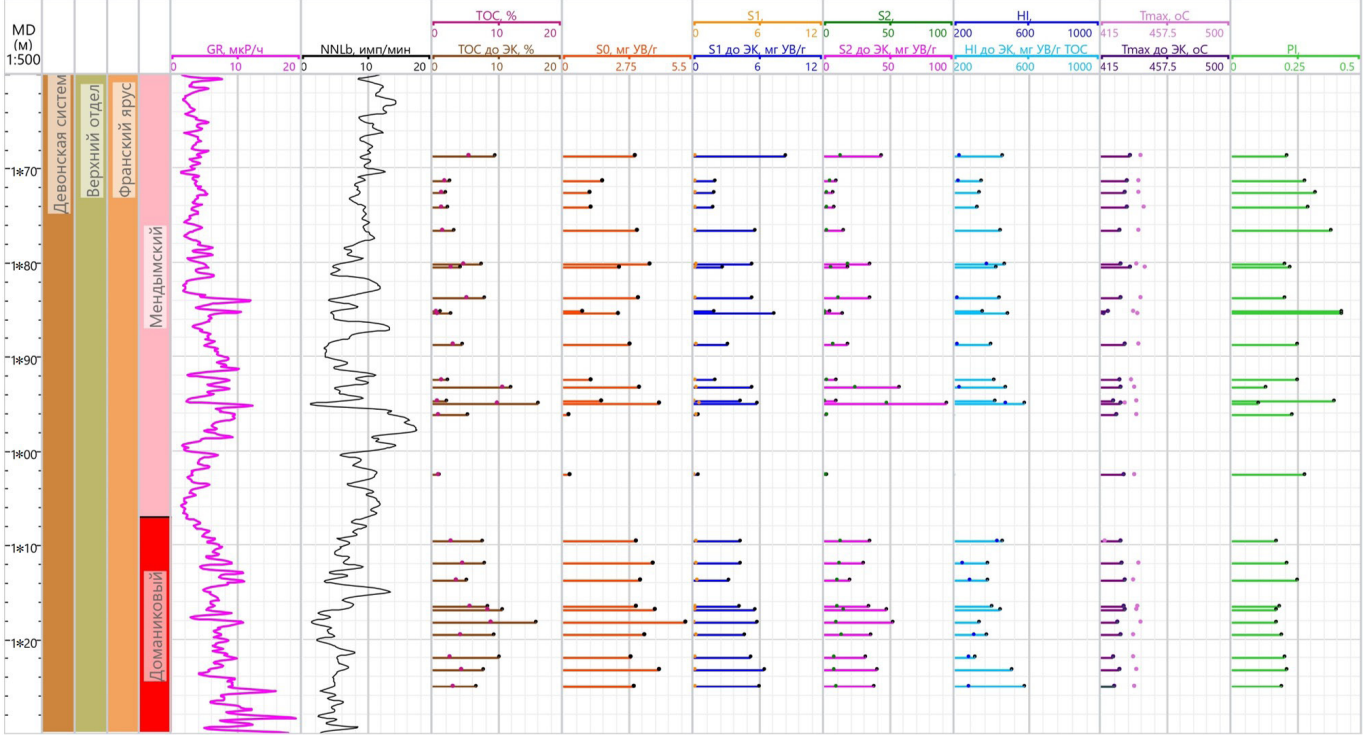


Рис. 5. Пример геолого-геохимического планшета с результатами пиролиза по скважине 6-3

Как уже было сказано, изменчивый молекулярный состав отмечается не только по территории, но и в разрезе отдельно взятой скважины. В породах доманиковой высокоуглеродистой формации скважины 3А, находящейся рядом со скважиной 7Р и территориально относящейся к восточной группе, установлены существенные различия в флюидах (рис. 8). По пиролитическим данным установлено, что в скважине 3А зрелость керогена по разрезу существенно варьирует. Параметр Tmax после экстракции лежит в диапазоне значений 424–441 °С, а водородный индекс меняется в широком диапазоне от 210 до 600 мг УВ/г ТОС, характеризуя стадию катагенеза как ПК3–МК2. Такая вариативность может быть связана с локальным прогревом не целой скважины, а отдельных прослоев, либо некоторым отличием в структуре керогена, который в результате при одинаковом прогреве преобразуется поразному. Подтверждением второй версии является вариативность биомаркерных параметров обстановок осадконакопления в разных интервалах (рис. 8а). Фактически, это говорит о том, что исходное материнское ОВ отличалось по природе. Однако информации о характеристиках керогена доманиковых отложений на исследуемой территории недостаточно для получения однозначных выводов.

В скважине 6-3 были исследованы битумоиды не только из нефтематеринских интервалов, но и из потенциальных карбонатных коллекторов.

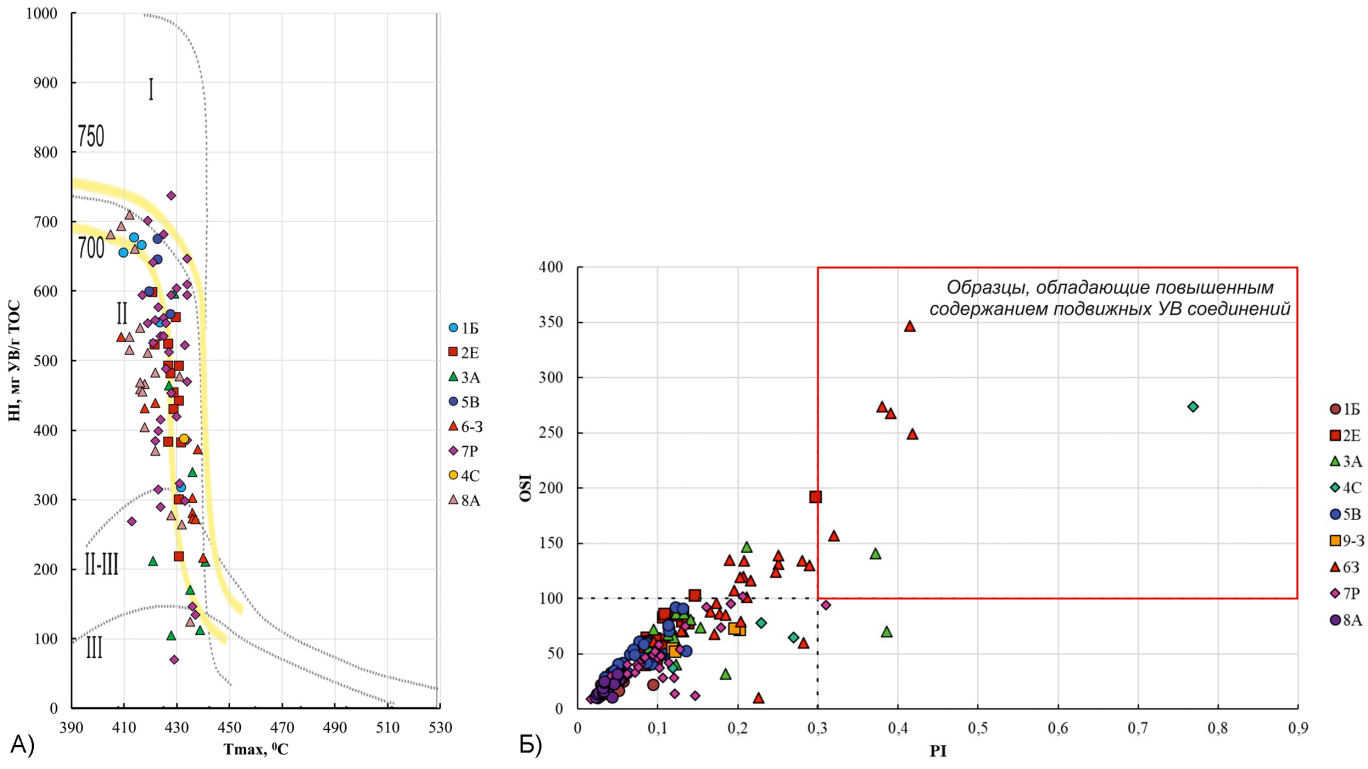


Рис. 6. А) Диаграмма Ван-Кревелена по Тиссо Б. Жёлтыми линиями обозначена зона катагенетической преобразованности органического вещества баженовских отложений на территории Западной Сибири (Козлова и др., 2015) с образцами доманиковой формации; Б) график зависимости пиролитического параметра OSI (индекс нефтенасыщенности) от PI (индекс продуктивности).

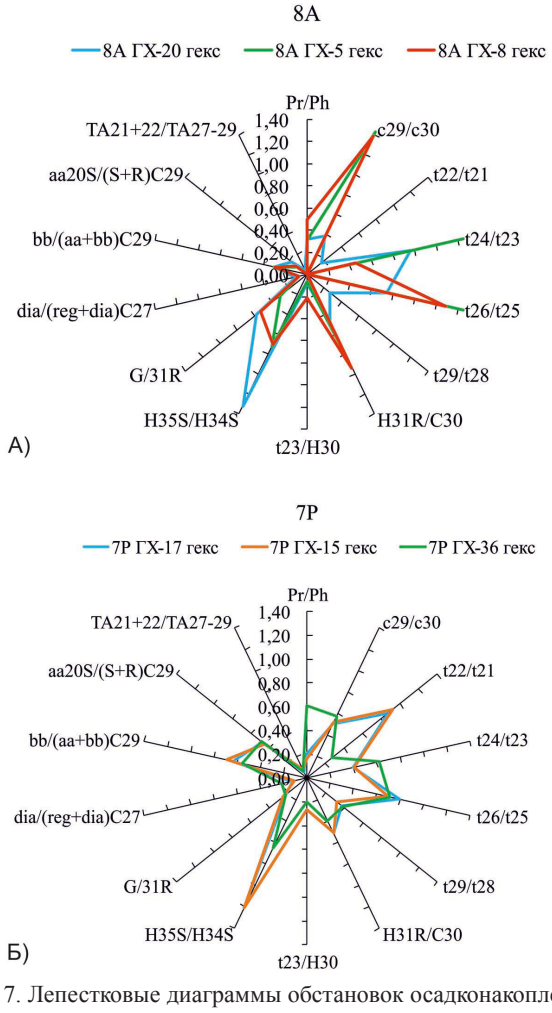


Рис. 7. Лепестковые диаграммы обстановок осадконакопления для экстрактов из скважин: а) 8А (западная часть); б) 7Р (восточная часть)

Результаты исследований показали практически одинаковый состав УВС из всех образцов (рис. 9). Можно утверждать, что в скважине с повышенным катагенетическим преобразованием ОВ подтверждается миграция флюидов по разрезу и насыщение коллекторов УВ из доманиковых пород.

Исследования фильтрационно-емкостных свойств в скважинах с повышенным катагенезом показали наличие интервалов с пористостью до экстракции, достигающей 8%. С учётом этих результатов можно утверждать, что на территории Республики Татарстан присутствуют площади с повышенной преобразованностью керогена, на которых доманиковая высокоуглеродистая формация не только выступает в качестве источника углеводородов, но и содержит потенциально перспективные для разработки ТРИЗ прослои. Однако для поиска зон распространения таких перспективных отложений необходимо выработать критерии выявления наличия преобразованных пород, возникших, вероятно, за счёт влияния повышенных тепловых потоков.

Для выявления перспективных площадей можно использовать опыт исследований баженовских отложений Западной Сибири. Формация характеризуется карбонатно-глинисто-кремнистым составом с повышенным содержанием ОВ (Калмыков, Балушкина, 2017). По данным пиролитических исследований кероген относится преимущественно ко II типу, ТОС составляет до 32%, степень катагенетической преобразованности ОВ варьирует по территории – от ПК3–МК1 для большинства площадей распространения до МК3–4 в зонах аномального прогрева (рис. 10, 11). По результатам исследований на Ем-Еговском поднятии степень катагенетической

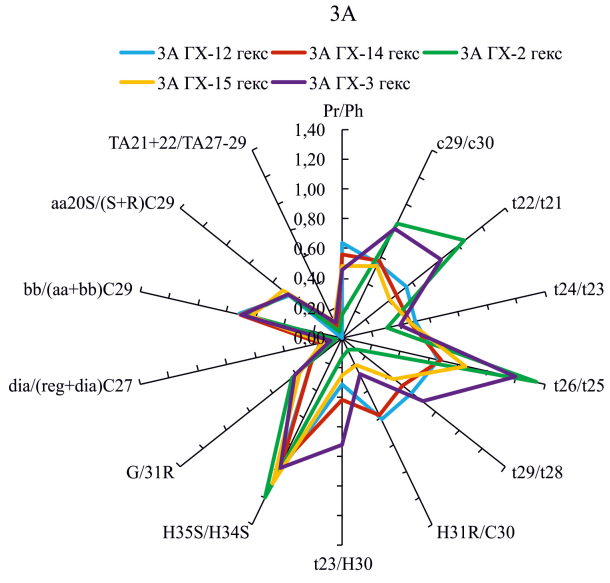


Рис. 8. Лепестковая диаграмма обстановок осадконакопления для экстрактов из скважины 3А

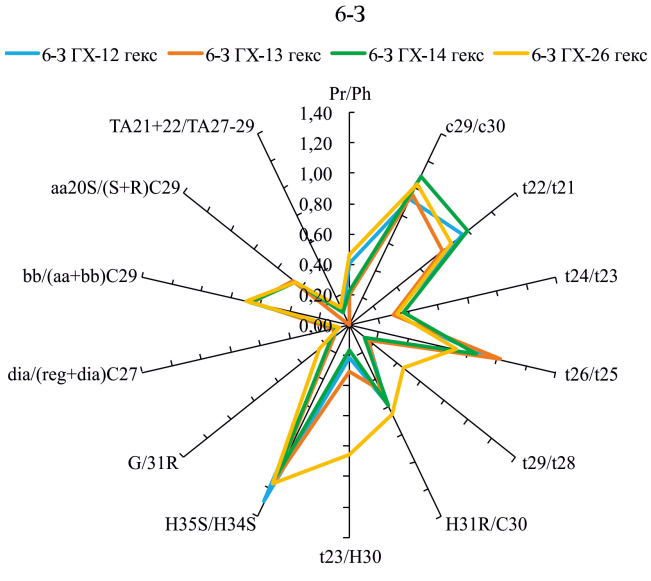


Рис. 9. Лепестковая диаграмма обстановок осадконакопления для экстрактов из скважины 6-3

преобразованности ОВ на уровне МК2, установлена пористость до 20% в прослоях радиоляритов, мощность интервала которых составляет до 4 м. На Салымском мегавале, где степень катагенетической преобразованности ОВ достигает МК4, установлена керогеновая пористость до 8%, мощность таких пористых интервалов составляет до 30 м. Анализ условий формирования отложений и тектонических особенностей показал, что локальный прогрев обоих месторождений обеспечивался за счёт существенной изменчивости структурного плана и наличия разрывных нарушений, которые могли служить источником переноса тепла.

Фактически, можно утверждать, что на территории Западной Сибири преобразование баженовских отложений, генерация нефти и газа и формирование нетрадиционных коллекторов с ТРИЗ происходят за счёт локальных зон прогрева, связанных с изменчивостью структурного плана. На территории Республики Татарстан скважины

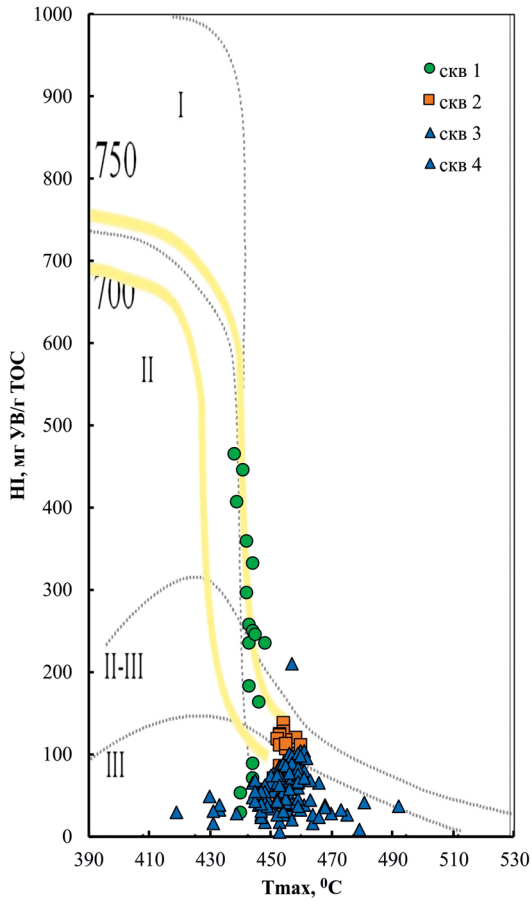


Рис. 10. Диаграмма Ван-Кревелена по Тиссо Б. Жёлтыми линиями обозначена зона катагенетической преобразованности органического вещества баженовских отложений на территории Западной Сибири (Козлова и др., 2015).

с установленной наибольшей преобразованностью керогена приурочены к северной границе Южно-Татарского свода и южной границе Северо-Татарского свода возле Сарайлинской седловины, где также фиксируются разрывные нарушения. Можно предполагать, что геологические процессы, приводящие к формированию зон аномального катагенеза, в Западно-Сибирском и Волго-Уральском нефтегазоносных бассейнах, были схожи. Однако сами отложения высокоуглеродистых формаций различаются. В таком случае возникает вопрос, одинаково ли будет преобразовываться ОВ в условиях воздействия высокотемпературных потоков.

В рамках данной работы были проведены эксперименты по прогреву характерных образцов доманиковой и баженовской высокоуглеродистых формациях (ДВУФ и БВУФ) в полуоткрытой системе для изучения процессов преобразования ОВ. Исследования проводились на образце из скважины 7Р и аналогичном образце с восточного борта Фроловской мегавпадины.

Пиролитические исследования показывают существенные изменения в содержании и характеристиках ОВ образца ДВУФ в ходе эксперимента по многоступенчатому прогреву. Так, параметр ТОС, показывающий содержание органического углерода, уменьшился в ходе эксперимента почти в 2 раза – с 15,5 до 8,6 мас.%. Параметр S2 во время прогрева планомерно уменьшается с 97 до 20 мг УВ/г породы.

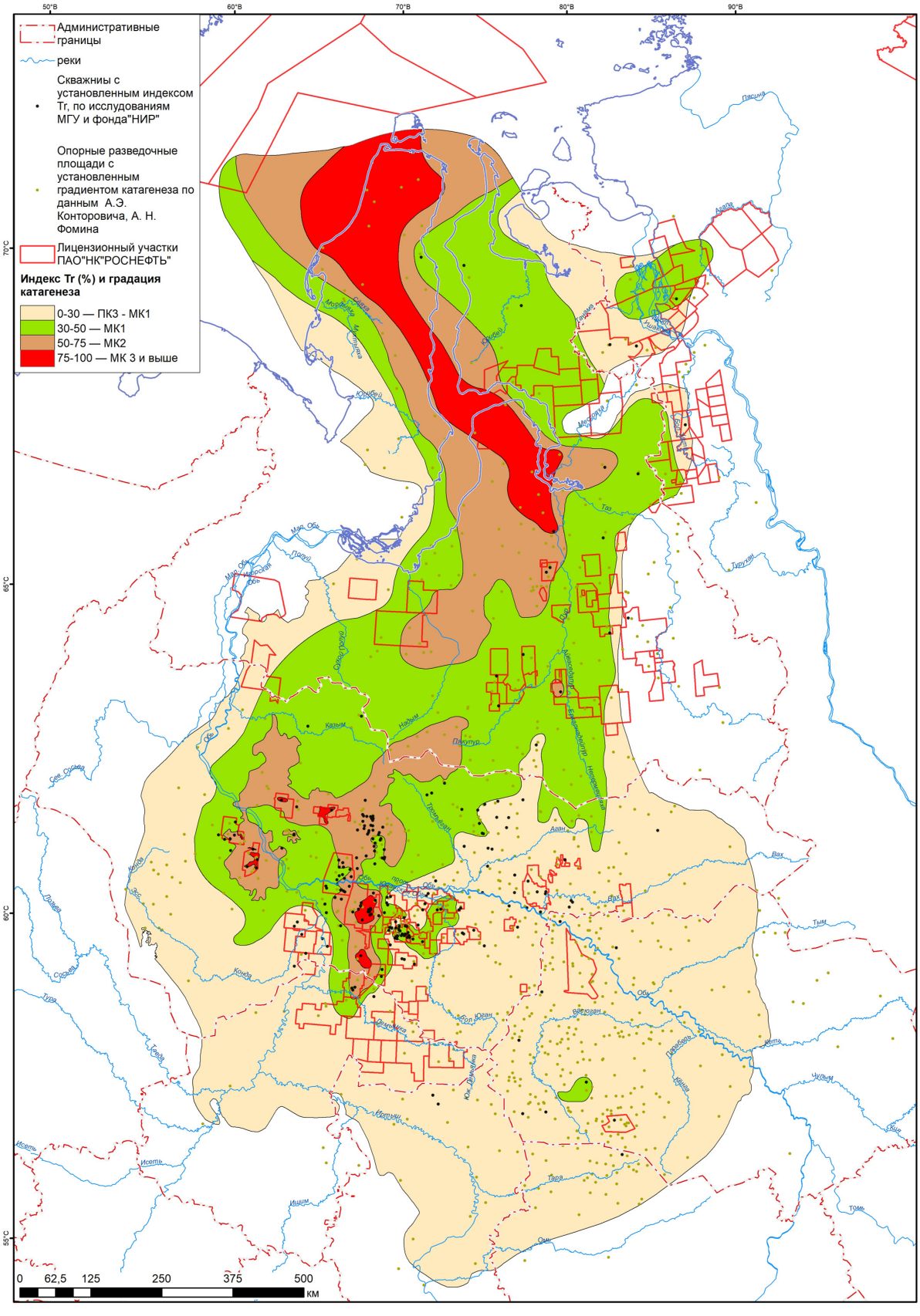


Рис. 11. Ранжирование территории распространения баженовских отложений по степени катагенетической преобразованности ОВ по результатам исследований Фомина А.Н. с соавторами (2001), дополненных работами коллектива специалистов кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ имени М.В. Ломоносова (Калмыков и др., 2024)

При этом после экстракции установлено, что часть параметра, характеризующая генерационный потенциал керогена, изменяется преимущественно в первые часы эксперимента. Уже после 3 часов температурного воздействия значение не превышает 10 мг УВ/г породы (в исходном образце значение составило 92 мг УВ/г породы) и практически не меняется на следующих стадиях. Это свидетельствует о том, что большая часть керогена в ходе температурного воздействия преобразуется на первом этапе (водородный индекс опустился со значения 633 до 136 мг УВ/г ТОС, а параметр Tmax вырос с 427 до 449 °С) и переходит в тяжёлые гетероатомные соединения. Продолжение температурного воздействия приводит к уменьшению содержания лёгких и сорбированных углеводородных соединений (параметры S0 и S1), а также экстрагируемой доли параметра S2. Таким образом, в ходе эксперимента происходит миграция продуктов из породы.

Сравнение изменений преобразованности ОВ в образцах ДВУФ и БВУФ показано на рис. 12. Результаты эксперимента по гидротермальному воздействию на образец БВУФ были опубликованы ранее (Савостин и др., 2023), общее время воздействия составляло 48 часов. Необходимо отметить, что параметры зрелости (HI и Tmax) после экстракции для керогена образца БВУФ меняются более планомерно, достигая несколько отличающихся от характеристик ОВ ДВУФ значений: Tmax увеличился с 432 до 439 °С, а HI снизился со значений 673 до 213 мг УВ/г ТОС за трёхкратно превышающее время эксперимента. Наиболее заметные изменения в образце БВУФ происходят до 27-ого часа, когда водородный индекс снижается почти на 400 мг УВ/г ТОС. При этом параметры зрелости керогена при лабораторном моделировании изменяются аналогично изменениям для пород из баженовского горизонта в пласте (диапазон изменений отмечен жёлтыми линиями по результатам исследований (Козлова и др., 2015)). Генерационный потенциал керогена образца БВУФ также изменяется более планомерно, а в ходе эксперимента фиксируются миграция УВС из породы и вторичный крекинг. Таким образом, можно говорить, что процессы в породах ДВУФ и БВУФ близки, но различаются по кинетике протекания. Необходимо более подробно изучить, как изменяется ОВ при гидротермальном воздействии на породы ДВУФ.

Для изучения изменений в породах и отдельных мацералах были выполнены углепетрографические исследования образца ДВУФ после 3, 6, 12 и 15 часов теплового воздействия (рис. 13). Показано, что во всех образцах ОВ в большинстве случаев представлено постгенерационным битуминитом (мацерал претерпел основные изменения в результате катагенетического преобразования). Также наблюдается появление трещин и новообразованных битумов. Они интенсивно светятся бело-голубым цветом в УФ и заполняют все полости, что отчетливо видно в образцах после 6 часов прогрева. С увеличением длительности воздействия появляются всё более крупные трещины в породе, образуя новые каналы для миграции флюида, при этом интенсивность УФ свечения начинает снижаться. В отдельных образцах также наблюдаются и другие мацералы, например, фюзенит (изменённые остатки высших растений с более сложной химической структурой). Было зафиксировано, что отдельные участки

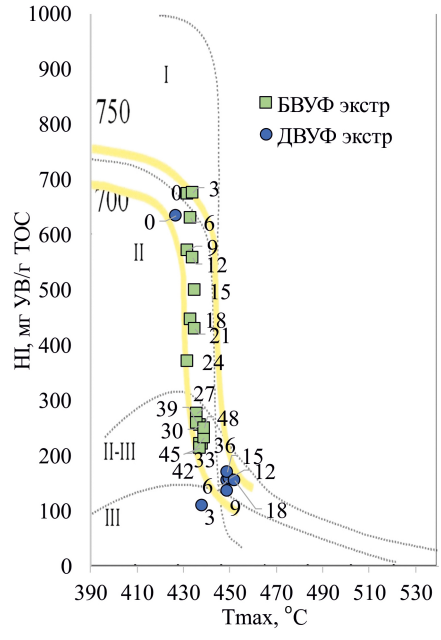


Рис. 12. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена с образцами БВУФ (квадраты) и ДВУФ (круги) после многоступенчатого гидропиролиза и экстракции. Цифры – время прогрева.

образца различаются не только разным количеством ОВ, но и его более сложным строением. Площадок для углепетрографических замеров показателей отражения нет, поэтому численно оценить изменения зрелости данным методом не представляется возможности.

За 18 часов прогрева образца породы ДВУФ суммарно удалось собрать 183 мл газа, что составило примерно 6 мл газа/г породы. Газохроматографический анализ показал, что доля УВ продуктов крекинга керогена составила около 30% после 3 часов воздействия и снизилась до 4% к 15 часу. Общая доля выделившихся УВ составила 3,4 мг/г ТОС. При этом количество выделившегося метана и его гомологов с увеличением времени воздействия на породу уменьшается (рис. 14). Распределение УВ продуктов характерно для природного газа, с уменьшением количества УВ гомологического ряда от метана к гексану, а количество изо-алканов в синтетическом газе меньше их нормальных гомологов.

Выделение жидких УВС из породы происходило неравномерно, наблюдался максимум на 9 часу эксперимента (80 мг УВ/г ТОС), а также дополнительное увеличение количества УВС на 18 часу (рис. 15). При этом общий удельный выход синтетической нефти из образца породы ДВУФ составил около 180 мг УВ/г ТОС. Если сопоставить результаты изменения генерационного потенциала керогена и выход синтетической нефти, то можно утверждать, что после 3–6 часов воздействия основную роль в формировании жидких подвижных УВС начинают играть процессы вторичного крекинга высокомолекулярных битумоидов (после 3 часа практически не уменьшается параметр S2 после экстракции).

Состав синтетических нефтей характеризуется преобладанием короткоцепочечных н-алканов (рис. 16). Для нефтей после 3, 6 и 9 часов воздействия характерен ряд н-алканов с длиной цепи C8-C34 и слабо выраженным максимумом в C15. После 12, 15 и 18 часов максимум распределения сужается до ряда C8-C23 и смещается в более

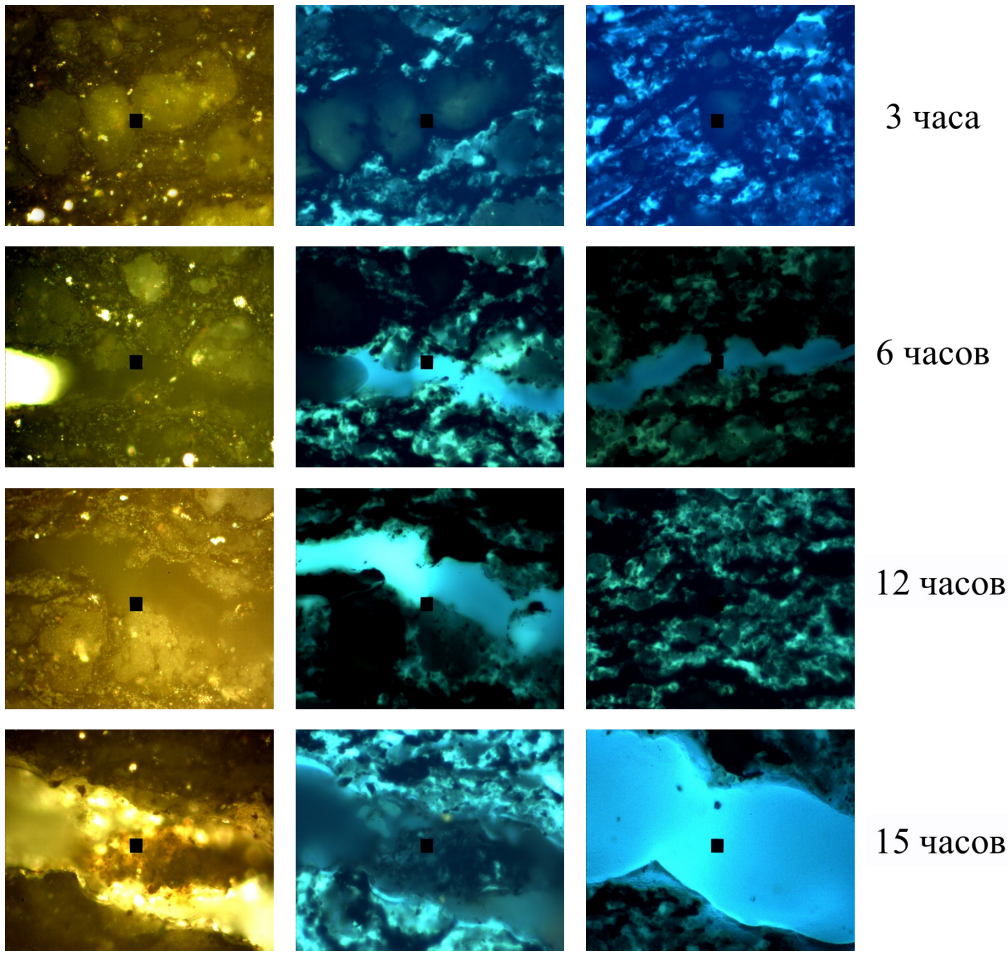


Рис. 13. Изменения породы и ОВ в образце ДВУФ во время ступенчатого прогрева в автоклавах в дневном и УФ-свете

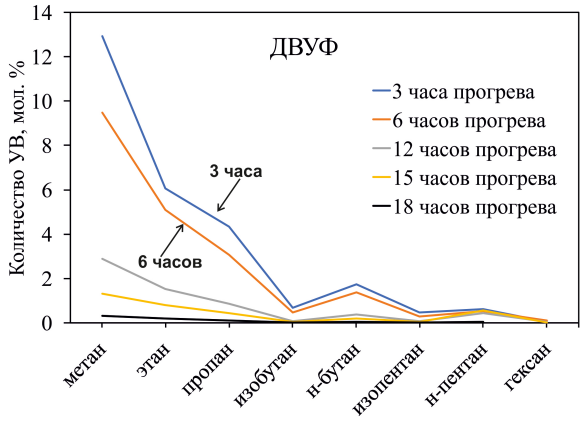


Рис. 14. Изменение УВ состава синтетического газа в ходе лабораторного моделирования созревания породы ДВУФ

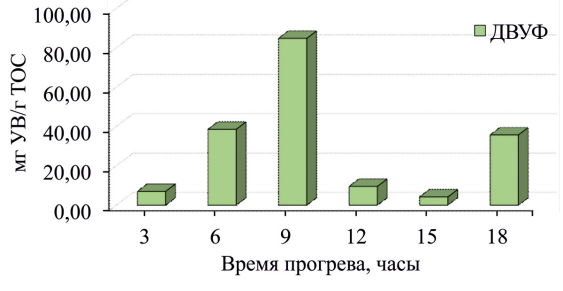


Рис. 15. Удельный выход синтетической нефти в ходе эксперимента по многоступенчатому гидротермальному воздействию на образец ДВУФ

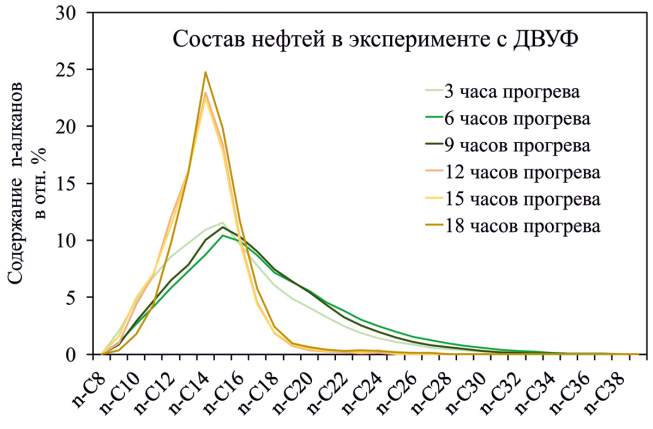


Рис. 16. Распределение n-алканов в синтетических нефтях из эксперимента по многоступенчатому гидротермальному воздействию на образец ДВУФ

«легкую» область, приходясь на н-алкан С14. При этом высокомолекулярные соединения-биомаркеры генерируются в первые 3–9 часов. С 12 часов в синтетических нефтях отмечается превалирование н-алканов, а ароматические углеводороды практически отсутствуют.

Выводы

В результате выполненных работ установлено, что доманиковые отложения Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна, представляющие собой тонкослоистую неоднородную толщу, содержат органическое вещество

преимущественно II типа. Количество органического углерода может превышать 30%. Кероген в большинстве скважин не достиг главной зоны нефтеобразования, однако встречаются локальные участки, в скважинах и отдельных интервалах разрезов доманиковых отложений которых ОВ частично преобразовалось и может достигать середины нефтяного окна. В скважинах с повышенным катагенезом встречены прослои с повышенной пористостью (до 8%), повышенными индексами продуктивности и нефтенасыщенности и высоким содержанием лёгких углеводородных соединений (до 32 мг УВ/г породы). Эти интервалы можно отнести к нетрадиционным коллекторам.

Анализ молекулярного состава углеводородов показал некоторые различия в обстановках осадконакопления материнских пород на восточной и западной частях исследуемой территории. Материнское ОВ для битумоидов из скважин западной части накапливалось в пресноводных обстановках, тогда как для доманиковых отложений восточной территории были характерны мелководно-морские условия седиментации. На западе также зафиксировано различие в составе битумоидов по разрезу, что может свидетельствовать о некоторых различиях в природе керогена и обстановках осадконакопления. При этом установлено, что в прогретых скважинах флюиды формировались из материнского органического вещества доманиковых отложений, мигрировали в коллекторы, в том числе в карбонатных породах.

Для разработки критериев поиска локальных зон повышенного катагенеза, в которых ОВ доманиковой высокоуглеродистой формации генерирует нефть и газ, а также могут образовываться нетрадиционные коллекторы, было проведено сравнение отложений с баженовским горизонтом Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. На указанной территории было установлено, что аномальный катагенез встречается на площадях с неоднородным структурным планом и наличием тектонических нарушений, зонах повышенного теплового потока. Аналогичные признаки можно предполагать и для скважин с повышенным преобразованием ОВ, исследованных в данной работе.

Лабораторное моделирование гидротермального воздействия на пласты показало, что кероген в породе ДВУФ обладает более высокой реакционной способностью по сравнению с ОВ БВУФ. Максимум генерации УВС приходится на первые 9 часов, при этом большая часть керогена преобразуется на первом этапе эксперимента (3 часа). Состав УВ указывает, что процесс образования новых соединений происходит не только в результате первичного крекинга. Параллельно протекает вторичный крекинг, оказывающий существенное влияние на итоговый состав продуктов. Углепетрографические исследования показывают формирование пористости за счёт преобразования керогена и растрескивания самой породы. В породах БВУФ преобразование ОВ идёт более 48 часов, а в продуктах наблюдается практически весь набор биомаркеров. Установленные различия показали, что гидротермальное воздействие приводит к генерации УВС, но их количество и состав, время генерации, механизмы протекающих процессов разные.

Тем не менее, поисковые признаки, которые применяются на территории Западной Сибири для обнаружения как традиционных месторождений в зонах повышенного катагенеза нефтематеринских толщ, так и нетрадиционных коллекторов с ТРИЗ, можно использовать для доманиковой высокоуглеродистой формации Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна.

Дополнительные исследования территории Республики Татарстан, определение условий формирования и преобразования доманиковых отложений, состава и характеристик отложений и вмещающих флюидов позволят точнее выделять перспективные для разработки площади.

Финансирование

Исследования по преобразованию органического вещества выполнены при поддержке Российского научного фонда, проект № 24-13-00197.

Литература

Бурдельная Н.С., Бушнев Д.А., Мокеев М.В. (2015). Изучение преобразования керогена методом 13С ЯМР в твердом теле при естественном и искусственном созревании органического вещества. *Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН*, 6(246), с. 33–39.

Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С., Мокеев М.В. (2019). Результаты 13с ямр- и ик-спектроскопии керогена верхнедевонских доманикитов Тимано-Печорского бассейна. *Геохимия*, 64(11), с. 1146–1157. https://doi.org/10.31857/S0016-752564111146-1157

Вашкевич А.А., Стрижнев К.В., Шашель В.А., Захарова О.А., Касьяненко А.А., Заграновская Д.Е., Гребенкина Н.Ю. (2018). Прогноз перспективных зон в отложениях доманикового типа на территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. *Нефтяное хозяйство*, 12, с. 14–17.

Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Фадеева С.В., Веклич М.А., Кашапов Р.С., Трушков П.В., Бахтина Е.С. (2016). Типы и катагенез органического вещества баженовской свиты и ее возрастных аналогов. *Нефтяное хозяйство*, 10, с. 20–25.

ГОСТ Р 55663-2013. Методы петрографического анализа углей. Ч. 2: Методы подготовки проб углей

ГОСТ Р 55662-2013. Методы петрографического анализа углей. Ч. 3. Методы определения мацерального состава.

ГОСТ Р 55659-2013. Методы петрографического анализа углей. Ч. 5: метод определения показателя отражения витринита с помощью микроскопа.

Заграновская Д.Е., Исаева С.И., Вилесов А.П., Шашель В.А., Захарова О.А., Беляков Е.О., Демин В.Ю., Кудин И.Л., Калмыков Г.А. (2021). Строение протяженных резервуаров отложений доманиковой формации и методы их петрофизической интерпретации. *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*, 1(6), с. 120–132. https://doi.org/10.33623/0579-9406-2021-6-120-132

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

Калмыков Г.А., Карпова Е.В., Балушкина Н.С., Хотылев А.О., Краснова Е.А., Иванова Д.А., Савостин Г.Г., Калмыков А.Г. (2024). Гидротермально-метасоматическая проработка осадочного чехла как один из факторов формирования залежей нефти и газа. *Сборник по материалам Всероссийской научной конференции «Фундаментальные, глобальные и региональные проблемы геологии нефти и газа»*, с. 79–81. https://doi.org/10.53954/9785604990070_79

Каюкова Г.П., Михайлова А.Н., Насырова З.Р., Вахин А.В. (2022). Гидротермальные преобразования органического вещества пород доманиковых отложений Татарстана в сланцевую нефть. Москва: ГЕОС, 328 с. https://doi.org/10.34756/GEOS.2021.16.37866

Конторович А.Э., Пономарева Е.В., Бурштейн Л.В., Глинских В.Н., Ким Н.С., Костырева Е.А., Павлова М.А., Родченко А.П., Ян П.А. (2018). Распределение органического вещества в породах баженовского горизонта (Западная Сибирь). *Геология и геофизика*, 59(3), с. 357–371.

Кирюхина Т.А. (2013). Доманиковые отложения Тимано-Печорского и Волго-Уральского бассейнов. *Геология нефти и газа*, 3, с. 76–87.

Козлова Е.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А., Балушкина Н.С., Пронина Н.В., Полудеткина Е.Н., Костенко О.В., Юрченко А.Ю., Борисов Р.С., Бычков А.Ю., Калмыков А.Г., Хамидуллин Р.А., Стрельцова Е.Д. (2015). Технология исследования геохимических параметров

органического вещества керогенонасыщенных отложений (на примере баженовской свиты, Западная Сибирь). *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*, 5, с. 44–53.

Мкртчян О.М. (1977). Палеоструктурный анализ ранних этапов формирования палеозойского чехла Волго-Уральской области. Геоструктурный анализ Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Москва: Наука, с. 30–46.

Неручев С.Г. (1986). Нефтегазообразование в отложениях доманикового типа. Ленинград: Недра, 247 с.

Прищепа О.М. (2019). Состояние сырьевой базы и добычи трудноизвлекаемых запасов нефти в России. *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление*, 5, с. 14–20.

Савостин Г.Г., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Калмыков Г.А. (2023). Экспериментальные данные по изучению кинетики преобразования органического вещества в образце баженовской сланцевой формации Западной Сибири. *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*, 5, с. 96–104. https://doi.org/10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-96-104

Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Фадеева Н.П., Гатовский Ю.А., Суслова А.А., Сауткин Р.С., Пронина Н.В., Большакова М.А., Завьялова А.П., Чупахина В.В., Петракова Н.Н., Мифтахова А.А. (2017). Доманиковые отложения Волго-Уральского бассейна–типы разреза, условия формирования и перспективы нефтегазоносности. *Георесурсы*, Спецвыпуск ч. 1, с. 112–124.

Тихонова М.С., Иванова Д.А., Калмыков А.Г., Борисов Р.С., Калмыков Г.А. (2019). Методика ступенчатой экстракции пород высокоуглеро-дистых формаций для изучения компонентного распределения битумоидов и изменчи-вости их основных геохимических параметров. *Георесурсы*, 21(2), с. 172–182. https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.172-182

Тихонова М.С., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Видищева О.Н., Хомячкова И.О., Большакова М.А., Рязанова Т.А., Сауткин Р.С., Калмыков Г.А. (2021). Изменчивость состава углеводородных соединений в юрских нефтегазоматеринских толщах Каменной вершины Красноленинского свода (Западная Сибирь). *Георесурсы*, 23(2), с. 158–169. https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.16

Ульмишек Г.Ф., Шаломеенко А.В., Холтон Д.Ю., Дахнова М.В. (2017). Нетрадиционные резервуары нефти в доманиковой толще Оренбургской области. *Геология нефти и газа*, 5, с. 67–77.

Фадеева Н.П., Козлова Е.В., Полудеткина Е.Н., Шарданова Т.А., Пронина Н.В., Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Хомяк А.Н. (2015). Генерационный потенциал пород доманиковой формации Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна. *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*, 6, с. 44–52.

Фомин А.Н., Конторович А.Э., Красавчиков В.О. (2001). Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности юрских, триасовых и палеозойских отложений северных районов Западно-Сибирского мегабассейна. *Геология и геофизика*, 42(11–12), с. 1875–1887.

Espitalie J., Laporte J.L., Madec M., Marquis F., Leplat P., Poulet J., Boutefeu A. (1977). M´ethode rapide de caract´erisation des roches m`etres, de leur potentielp´etrolier et de leur degr´e d´´evolution. *Rev. Inst. Fr. P´et*, 32, pp. 23–42. https://doi.org/10.2516/ogst:1977002

Espitalie J., Deroo G., Marquis F. (1985). La pyrolyse Rock Eval et ses applications. *Rev. Inst. Fr. P´et.*, 40, pp. 755–784. https://doi.org/10.2516/ogst:1985035

Lewan M.D. (1985). Evaluation of petroleum generation by hydrous pyrolysis experimentation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 315(1531), pp. 123–134. https://doi.org/10.1098/rsta.1985.0033

Moldowan J.M., Sundararaman P., Schoell M. (1986). Sensitivity of biomarker properties to depositional environment and/or source input in the Lower Toarcian of SW-Germany. *Organic Geochemistry*, 10(4-6), pp. 915–926. https://doi.org/10.1016/S0146-6380(86)80029-8

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. (2005). The biomarker guide. Cambridge: Cambridge university press, 471 p. https://doi.org/10.1017/CBO9780511524868

Sivan P., Datta G.C., Singh R.R. (2008). Aromatic biomarkers as indicators of source, depositional environment, maturity and secondary migration in the oils of Cambay Basin, India. *Organic Geochemistry*, 39(11), pp. 1620–1630. https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2008.06.009

Сведения об авторах

Татьяна Витальевна Григоренко – аспирант кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1
e-mail: grigorenko.tanya@gmail.com

Григорий Геннадьевич Савостин – ведущий инженер кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1
e-mail: g.savostin@oilmsu.ru

Антон Георгиевич Калмыков – кандидат хим. наук, старший научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1
e-mail: a.kalmykov@oilmsu.ru

Маргарита Станиславовна Тихонова – ведущий инженер кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1
e-mail: m.tikhonova@oilmsu.ru

Олеся Николаевна Видищева – кандидат геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1
e-mail: o.vidishcheva@oilmsu.ru

Мария Олеговна Костышина – аспирант кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1
e-mail: kostyshina99@mail.ru

Мария Леонидовна Махнутина – аспирант кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1
e-mail: m.mahnutina@oilmsu.ru

Владислава Денисовна Стороженко – ведущий инженер-геохимик отдела исследования скважин, коллекторов и углеводородов, Институт «ТатНИПИнефть» ПАО «Татнефть»
Россия, 423462, Альметьевск, ул. Советская, д. 186а
e-mail: storozhenko-vladislava@tatnipi.ru

Георгий Александрович Калмыков – доктор геол.-минерал. наук, заведующий кафедры нефтегазовой седиментологии и морской геологии, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Россия, 119234, Москва, ул. Ленинские горы, д. 1
e-mail: g.kalmykov@oilmsu.ru

Нафис Анасович Назимов – кандидат тех. наук, начальник службы геологии и опытно-промышленных работ по трудноизвлекаемым запасам управления по геологии нефтяных и газовых месторождений, ПАО «Татнефть»
Россия, 423450, Альметьевск, ул. Ленина, д. 75
e-mail: nazimovna@tatneft.ru

Статья поступила в редакцию 30.10.2024;
Принята к публикации 09.03.2025;
Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Domanic Oil Shale Sediments Organic Matter and Saturating Fluids Characteristics on the Territory of the Tatarstan Republic

T.V. Grigorenko[1], G.G. Savostin[1], A.G. Kalmykov[1], M.S. Tikhonova[1], O.N. Vidishcheva[1], M.O. Kostyshina[1], M.L. Makhnutina[1], V.D. Storozhenko[2], G.A. Kalmykov[1], N.A. Nazimov[3]*
[1]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*
[2]*TatNIPIneft Institute Tatneft PJSC, Almetyevsk, Russian Federation*
[3]*Tatneft PJSC, Almetyevsk, Russian Federation*
[*]*Corresponding author: Tatiana V. Grigorenko, e-mail: grigorenko.tanya@gmail.com*

Abstract. Domanic sediments extended on the area of Tatarstan Republic in the Volga-Ural petroleum basin are the object of the investigation. They are considered to be the main source rock of the territory. The goal is to assess their role in the oil bearing capacity of the region. It was determined that the domanic oil shale organic matter is predominantly immature, excepting areas on the north of the South Tatar arch and on the south of the North Tatar arch with kerogen maturity of early-middle oil window. The intervals with high porosity values (2-8%) and increased oil saturation with fluids generated by domanic oil-source rocks were determined on these areas. The comparison with the Bazhenov deposits of Western Siberia was performed to determine the conditions of kerogen high maturity formation. As structural and tectonic factors that were determined on both Western Siberia and Volga-Ural areas may promote hydrothermal exposure, hydrous pyrolysis of domanic oil shale sediments was performed to assess their contribution the organic matter transformation. The results demonstrate higher generation capacity of the domanic oil shale kerogen compared to the Bazhenov formation kerogen, with 3.5 mg HC/g TOC of gaseous products and 185 mg HC/g TOC of liquid products generated. The obtained results can be used for promising zones on the territory of the Tatarstan Republic reconnaissance.

Keywords: domanic oil shale formation, organic matter, hydrocarbon compounds, kerogen transformation laboratory modeling, hard-to-recover reserves

Acknowledgements

Research on the transformation of organic matter was carried out with the support of the Russian Science Foundation, project No. 24-13-00197.

Recommended citation: Grigorenko T.V., Savostin G.G., Kalmykov A.G., Tikhonova M.S., Vidishcheva O.N., Kostyshina M.O., Makhnutina M.L., Storozhenko V.D., Kalmykov G.A., Nazimov N.A. (2025). Domanic Oil Shale Sediments Organic Matter and Saturating Fluids Characteristics on the Territory of the Tatarstan Republic. *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 221–235. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.25

References

Burdelnaya N.S., Bushnev D.A., Mokeev M.V. (2015). Structural evolution in the kerogen during artificial and natural maturation by solid-state 13c NMR spectroscopy. *Bull. IG Komi Sci. Cent. Ural Branch RAS*, 6, pp. 33–39. (In Russ.)

Bushnev D.A., Burdel'naya N.S., Mokeev M.V. (2019). Results of 13C NMR and FTIR spectroscopy of kerogen from the upper Devonian domanik of the Timan-Pechora basin. *Geochemistry International*, 57(11), pp. 1173–1184. (In Russ.) https://doi.org/10.31857/S0016-752564111146-1157

Espitalie J., Laporte J.L., Madec M., Marquis F., Leplat P., Poulet J., Boutefeu A. (1977). M´ethode rapide de caract´erisation des roches m`etres, de leur potentielp´etrolier et de leur degr´e d'´evolution. *Rev. Inst. Fr. P´et*, 32, pp. 23–42. https://doi.org/10.2516/ogst:1977002

Espitalie J., Deroo G., Marquis F. (1985). La pyrolyse Rock Eval et ses applications. *Rev. Inst. Fr. P´et.*, 40, pp. 755–784. https://doi.org/10.2516/ogst:1985035

Fadeeva N.P., Kozlova E.V., Poludetkina E.N., Shardanova T.A., Pronina N.V., Stupakova A.V., Kalmykov G.A., Khomyak A.N. (2015). Generation potential of rocks of the Domanic Formation of the Volga-Ural oil and gas bearing basin. *Bulletin of Moscow University. Series 4. Geology*, 6, pp. 44–52. (In Russ.)

Fomin A.N., Kontorovich A.E., Krasavchikov V.O. (2001). Catagenesis of organic matter and prospects of oil and gas bearing capacity of Jurassic, Triassic and Palaeozoic sediments of the northern areas of the West Siberian megabasin. *Geology and Geophysics*, 42(11–12), pp. 1875–1887. (In Russ.)

Goncharov I.V., Samoilenko V.V., Oblasov N.V., Fadeeva S.V., Veklich M.A., Kashapov R.S., Trushkov P.V., Bakhtina E.S. (2016). Types and catagenesis of organic matter of the Bazhenov Formation and its age analogues. *Petroleum Engineering*, 10, pp. 20–25. (In Russ.)

ISO 7404-2: 2015. Methods for the petrographic analysis of coals – Part 2: Methods of preparing coal samples. (In Russ.)

ISO 7404-3: 2015. Methods for the petrographic analysis of coals – Part 3: Methods of determining macerals group composition. (In Russ.)

ISO 7404-5: 2015. Methods for the petrographic analysis of coals – Part 5: Methods of determining microscopically the reflectance of vitrinite. (In Russ.)

Kalmykov G.A., Balushkina N.S. (2017). Model of oil saturation of pore space of rocks of the Bazhenov Formation of Western Siberia and its use to assess the resource potential. Moscow: GEOS, 246 p. (In Russ.)

Kalmykov G.A., Karpova E.V., Balushkina N.S., Khotylev A.O., Krasnova E.A., Ivanova D.A., Savostin G.G., Kalmykov A.G.(2024). Hydrothermal-metasomatic workings of sedimentary cover as one of the factors of oil and gas deposits formation. *Proceedings of the All-Russian scientific conference 'Fundamental, Global and Regional Problems of Geology of Oil and Gas'*, pp. 79–81. (In Russ.) https://doi.org/10.53954/9785604990070_79

Kayukova G.P., Mikhailova A.N., Nasyrova Z.R., Vakhin A.V. (2022). Hydrothermal transformations of organic matter from rocks of pre-Manichesk deposits of Tatarstan into shale oil. Moscow: GEOS, 328 p. (In Russ.) https://doi.org/10.34756/GEOS.2021.16.37866

Kiryukhina, T.A. (2013). Domanic sediments of the Timan-Pechora and Volga-Ural basins. *Geology of Oil and Gas*, 3, pp. 76–87. (In Russ.)

Kontorovich, A.E., Ponomareva, E.V., Burstein, L.V., Glinskikh, V.N., Kim, N.S., Kostyreva, E.A., Pavlova, M.A., Rodchenko, A.P., Yan, P.A. (2018). Distribution of organic matter in rocks of the Bazhenov horizon (Western Siberia). *Geology and Geophysics*, 59(3), pp. 357–371. (In Russ.)

Kozlova E.V., Fadeeva N.P., Kalmykov G.A., Balushkina N.S., Pronina N.V., Poludetkina E.N., Kostenko O.V., Yurchenko A.Yu., Borisov R.S., Bychkov A.Yu., Kalmykov A.G., Khamidullin R.A., Streltsova E.D. (2015). Technology of research of geochemical parameters of organic matter of kerogen-saturated sediments (on the example of the Bazhenov Formation, Western Siberia). *Bulletin of Moscow University. Series 4. Geology*, 5, pp. 44–53. (In Russ.)

Lewan M.D. (1985). Evaluation of petroleum generation by hydrous pyrolysis experimentation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 315(1531), pp. 123–134. https://doi.org/10.1098/rsta.1985.0033

Mkrtchyan O.M. (1977). Paleostructural analysis of the early stages of the formation of the Palaeozoic cover of the Volga-Ural region. *Geostructural analysis of the Volga-Ural oil and gas bearing province*. Moscow: Nauka, pp. 30–46. (In Russ.)

Moldowan J.M., Sundararaman P., Schoell M. (1986). Sensitivity of biomarker properties to depositional environment and/or source input in the Lower Toarcian of SW-Germany. *Organic Geochemistry*, 10(4–6), pp. 915–926. https://doi.org/10.1016/S0146-6380(86)80029-8

Neruchev S.G. (1986). Oil and gas formation in pre-monitic type sediments. Leningrad: Nedra, 247 p. (In Russ.)

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. (2005). The biomarker guide. Cambridge: Cambridge university press, 471 p. https://doi.org/10.1017/CBO9780511524868

Prishchepa O.M. (2019). The state of the raw material base and production of hard-to-recover oil reserves in Russia. Mineral resources of Russia. *Economics and management*, 5, pp. 14–20. (In Russ.)

Savostin G.G., Kalmykov A.G., Ivanova D.A., Kalmykov G.A. (2023). Kinetics investigation of organic matter maturation in sample of the Bazhenov shale formations (Western Siberia). *Moscow University Geology Bulletin*, 5, pp. 96–104. (In Russ.) https://doi.org/10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-5-96-104

Sivan P., Datta G.C., Singh R.R. (2008). Aromatic biomarkers as indicators of source, depositional environment, maturity and secondary migration in the oils of Cambay Basin, India. *Organic Geochemistry*, 39(11), pp. 1620–1630. https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2008.06.009

Stupakova A.V., Kalmykov G.A., Korobova N.I., Fadeeva N.P., Gatovsky Y.A., Suslova A.A., Sautkin R.S., Pronina N.V., Bolshakova M.A., Zavyalova A.P., Chupakhina V.V., Petrakova N.N., Miftakhova A.A. (2017). Domanic sediments of the Volga-Ural basin section types, formation conditions and prospects of oil and gas bearing capacity. *Georesursy = Georesources*, Special Issue Part 1, pp. 112–124. (In Russ.)

Tikhonova, M.S., Ivanova, D.A., Kalmykov, A.G., Borisov, R.S., Kalmykov, G.A. (2019). Methodology of stepwise extraction of rocks of high-carbon-dist formations for studying the component distribution of bitumoids and variability of their main geochemical parameters. *Georesursy = Georesources*, 21(2), pp. 172–182. (In Russ.) https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.172-182

Tikhonova, M.S.; Kalmykov, A.G.; Ivanova, D.A.; Vidischeva, O.N.; Khomyachkova, I.O.; Bolshakova, M.A.; Ryazanova, T.A.; Sautkin, R.S.; Kalmykov, G.A. (2021). Variability of hydrocarbon compound composition in the Jurassic oil and gas maternal strata of the Kamennaya vertex of the Krasnoleninskiy vault (Western Siberia). *Georesursy = Georesources*, 23(2), 158–169. (In Russ.) https://doi.org/10.18599/grs.2021.2.16

Ulmishek G.F., Shalomeenko A.V., Holton D.Y., Dakhnova M.V. (2017). Unconventional oil reservoirs in the domanic strata of the Orenburg region. *Geology of oil and gas*, 5, pp. 67–77. (In Russ.)

Vashkevich A.A., Strizhnev K.V., Shashel V.A., Zakharova O.A., Kasyanenko A.A., Zagranovskaya D.E., Grebenkina N.Y. (2018). Forecast of prospective zones in domanic-type sediments in the Volga-Ural oil and gas bearing province. *Petroleum Engineering*, 12, pp. 14–17. (In Russ.)

Zagranovskaya D.E., Isaeva S.I., Vilesov A.P., Shashel V.A., Zakharova O.A., Belyakov E.O., Demin V.Y., Kudin I.L., Kalmykov G.A. (2021). Structure of extended reservoirs of the Domanik Formation sediments and methods of their petrophysical interpretation. *Bulletin of Moscow University. Series 4. Geology*, 1(6), pp. 120–132. (In Russ.) https://doi.org/10.33623/0579-9406-2021-6-120-132

About the Authors

Tatiana V. Grigorenko – Postgraduaet student, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1 Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: grigorenko.tanya@gmail.com

Grigorii G. Savostin – Leading Engineer, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1 Leninskie Gory, Moscow, 119234, Russia.
e-mail: g.savostin@oilmsu.ru.

Anton G. Kalmykov – Cand. Sci. (Chemistry), Senior Researcher, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1 Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: a.kalmykov@oilmsu.ru

Margarita S. Tikhonova – Leading Engineer, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1 Leninskie Gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: m.tikhonova@oilmsu.ru

Olesya N. Vidishcheva – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Lithology and marine geology, Lomonosov Moscow State University
1 Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: o.vidishcheva@oilmsu.ru

Mariia O. Kostyshina – Postgraduate student, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1 Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: kostyshina99@mail.ru

Mariia O. Makhnutina – Postgraduate student, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1 Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: m.mahnutina@oilmsu.ru

Vladislava D. Storozhenko – Leading Engineer, TatNIPIneft Institute Tatneft PJSC
186A Sovetskaya st., Almetyevsk, 423462, Russian Federation
e-mail: storozhenko-vladislava@tatnipi.ru

Georgii A. Kalmykov – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Lithology and marine geology, Moscow State University
1 Leninskie Gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: g.kalmykov@oilmsu.ru

Nafis A. Nazimov – Cand. Sci. (Engineering), Head of the Department for Geology and Pilot Works on Hard-to-Recover Reserves, Tatneft PJSC
75 Lenin st., Almetyevsk, 423450, Russian Federation
e-mail: nazimovna@tatneft.ru

Manuscript received 30 October 2024;
Accepted 9 March 2025; Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georesurs.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.26 УДК 551.735.1+552.51+550.42

Результаты изучения вещественного состава и U-Pb (LA-ICP-MS) возраста детритовых цирконов из терригенных пород ванаварской и оскобинской свит Камовского свода Байкитской антеклизы

А.В. Плюснин[1,2], З.Л. Мотова[3], И.В. Афонин[4], Е.М. Томилина[5], Д.А. Староселец[6], Е.Е. Белозеров[7], И.Р. Халиков[7], М.В. Шалдыбин[8], И.А. Яшин[1], В.А. Фомин[3]*

[1]*ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», Красноярск, Россия*

[2]*Альметьевский государственный технологический университет «Высшая школа нефти», Альметьевск, Россия*

[3]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

[4]*Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия*

[5]*Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия*

[6]*ООО «ГудГео», Тюмень, Россия*

[7]*АО «Восточно-Сибирская нефтегазовая компания», Красноярск, Россия*

[8]*ОАО «ТомскНИПИнефть», Томск, Россия*

В работе представлены результаты исследований песчаников ванаварской свиты венда, выделяемой в составе непского регионального стратиграфического горизонта и оскобинской свиты, тирского регионального стратиграфического горизонта, изученных по керну глубокой скважины Юр-92, расположенной в пределах Камовского свода Байкитской антеклизы Сибирской платформы. Приведено детальное литологическое описание керна суммарной мощностью 89 м. Для 13 проб песчаников проведены следующие исследования: петрографическое изучение шлифов, определение основных петрогенных оксидов, определение примесных и микропримесных элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, геохронологические (U-Pb) исследования детритовых цирконов. Установлено, что разрез ванаварской свиты характеризуется терригенным составом. Оскобинская свита представлена терригенно-сульфатно-карбонатными породами и подразделяется на три пачки. По результатам петрографического анализа пород ванаварской и оскобинской свит, в целом, наблюдается сходство по степени их окатанности и сортировки обломочного материала, составу породообразующих и акцессорных минералов, а также обломков пород, в числе которых определены кварциты, микросланцы и гранитоиды (метаморфические и магматические породы), глинистые породы, вероятно, аргиллиты. Вещественные составы всех изученных песчаников ванаварской и оскобиноской свит соответствуют аркозам. Совокупность литогеохимических характеристик свидетельствует о том, что источником обломочного материала для отложений ванаварской свиты являлись преимущественно породы кислого состава, а для терригенных пород оскобинской свиты – породы кислого и среднего состава. U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из терригенных пород ванаварской свиты позволяет предположить в качестве основного источника обломочного материала в бассейн их седиментации архей-раннепротерозойские породы фундамента Сибирской платформы. Седиментация оскобинской свиты происходила за счет разрушения архей-раннепротерозойских пород, слагающих фундамент Сибирской платформы, а также позднерифейских террейнов северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса и, возможно, при участии пород, слагающих Восточно-Ангарский блок Енисейского кряжа. Совокупность вещественных характеристик ванаварской и оскобинской свит, а также результаты изучения возраста детритовых цирконов, с учетом опубликованных данных о литолого-фациальных особенностях изученных пород, позволяют предположить, что седиментация ванаварской свиты происходила на пассивной окраине Сибирской платформы. Затем имела место трансформация в периферийный форландовый бассейн, в котором накапливались терригенные породы оскобинской свиты.

Ключевые слова: Сибирская платформа, Байкитская антеклиза, ванаварская свита, оскобинская свита, венд, литогеохимия, детритовые цирконы, палеогеодинамика

Для цитирования: Плюснин А.В., Мотова З.Л., Афонин И.В., Томилина Е.М., Староселец Д.А., Белозеров Е.Е., Халиков И.Р., Шалдыбин М.В., Яшин И.А., Фомин В.А. (2025). Результаты изучения вещественного состава и U-Pb (LA-ICP-MS) возраста детритовых цирконов из терригенных пород ванаварской и оскобинской свит Камовского свода Байкитской антеклизы. *Георесурсы,* 27(1), с. 236–260. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.26

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

* Ответственный автор: Алексей Владимирович Плюснин
e-mail: plyusnin@agni-rt.ru

© 2025 Коллектив авторов

Введение

Камовский свод Байкитской антеклизы на юго-западе Сибирской платформы является одним из основных объектов поисков и разработки углеводородов в Красноярском крае. Промышленная продуктивность приурочена к породам рифейского и вендского комплексов осадочного чехла. Отложения венда залегают с размывом на разновозрастных толщах рифея и выступах фундамента. Стратиграфические перерывы установлены исследователями в подошве ванаварской свиты (непский горизонт), оскобинской свиты (тирский горизонт), а также катангской свиты (нижнеданиловский подгоризонт) (Решения четвертого межведомственного регионального совещания…, 1989; Мельников и др., 2005; Мельников 2018). Мощность отложений ванаварской и оскобинской свит постепенно увеличивается в юго-западном направлении. До настоящего времени выводы предшественников о возрасте и условиях седиментации терригенных отложений ванаварской и оскобинской свит, распространенных на Камовском своде Байкитской антеклизы, основывались на результатах межрегиональных стратиграфических корреляций, проведенных по керну поисково-оценочных скважин глубокого бурения, с учетом сейсморазведочных работ (Решения четвертого межведомственного регионального совещания…, 1989; Мельников и др., 2005; Мельников 2018; Макет региональной корреляционной стратиграфической схемы…, 2022). В настоящей работе приведены новые данные о результатах комплексного изучения терригенных пород ванаварской и оскобинской свит, включающие петрографические и литогеохимические исследования, а также результаты U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов, отобранных из песчаников по керну скважины Юр-92 (рис. 1), пробуренной на территории Юрубчено-Тохомского месторождения углеводородов (УВ).

Настоящая работа является продолжением исследований вендских терригенных отложений непского и тирского региональных стратиграфических горизонтов, распространенных на территории внутренних районов Сибирской платформы (Мотова и др., 2022; Плюснин и др., 2024).

Основная цель исследования заключается в реконструкции состава пород источников сноса терригенных отложений ванаварской (непский горизонт) и оскобинской (тирский горизонт) свит, распространенных в юго-западной части Камовского свода Байкитской антеклизы на основе петрографических, литогеохимических и U-Pb (LA-ICP-MS) методов исследований.

Краткие сведения о геологическом строении

Район исследования тектонически приурочен к Камовскому своду Байкитской антеклизы. В геологическом разрезе антеклизы выделяется кристаллический фундамент и несогласно залегающие на нем рифейские и венд-кембрийские терригенно-карбонатные породы осадочного чехла (рис. 2).

Породы кристаллического фундамента, в пределах Камовского свода, вскрыты при бурении скважин на территории Юрубченского массива на глубине 1.8–2.0 км в виде отдельных изолированных выходов среди разновозрастных рифейских осадочных пород.

В ходе петрографического изучения пород кристаллического фундамента по керну скважин были диагностированы однородные и порфировые гранитоиды, в разной степени разгнейсованные и прорванные телами габброидов и долеритов, а также плагиогнейсы. Возраст гранитоидов, по результатам U-Pb датирования цирконов, определен на уровне 2563 млн лет (Самсонов и др., 2021).

Комплекс пород рифея в районе исследования представлен терригенно-карбонатными толщами камовской серии, в составе которой выделяются (снизу вверх): вэдрэшевская, мадринская, юрубченская, долготинская, куюмбинская, копчерская, юктэнская, рассолкинская, вингольдская, токурская и ирэмэкэнская толщи, с размывом залегающими на архейско-раннепротерозойском

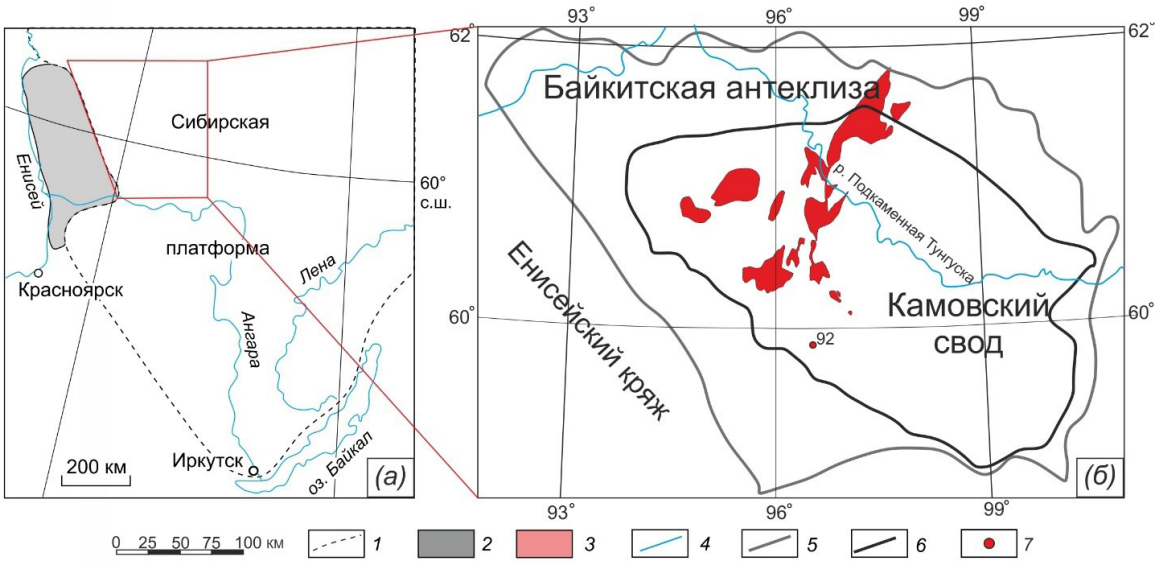


Рис. 1. Район исследований (а) и фрагмент схемы тектонического районирования Сибирской платформы (б). Условные обозначения: 1 – границы Сибирской платформы; 2 – Енисейский кряж; 3 – выступы фундамента, закартированные по данным сейсморазведочных работ и глубокого бурения (Самсонов и др., 2021); 4 – гидросеть; 5 – границы Байкитской антеклизы; 6 – границы Камовского свода; 7 – местоположение изученной скважины.

фундаменте Сибирской платформы (Мельников и др., 2005; Краевский и др., 2018). Детальное описание толщ рифея опубликовано в работе (Фомин и др., 2024).

Возраст пород камовской серии до настоящего времени являлся предметом дискуссий. Изучение силла долеритов, прорывающего зону контакта в подошве камовской серии и раннепротерозойских гранитогнейсов фундамента Сибирской платформы, методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ (1499±43 млн лет) (Khabarov et al., 2002) позволило ограничить время накопления камовской серии мезопротерозоем. Позднее были получены данные прямого Pb-Pb датирования карбонатных пород камовской серии (Горохов и др., 2021, 2023), в ходе которых был установлен возраст нижних (мадринская, юрубченская, куюмбинская и вингольдиская толщи – 1510±50 млн лет) и верхних (ирэмэкэнская толща – 1490±50 млн лет) горизонтов камовской серии. Кроме того, установленные данные модельного Rb–Sr возраста глауконитов долгоктинской свиты предполагают время раннего диагенеза осадков нижней части камовской серии древнее 1340–1400 млн лет (Зайцева и др., 2019). Таким образом, опубликованные данные о возрасте пород камовской серии позволяют

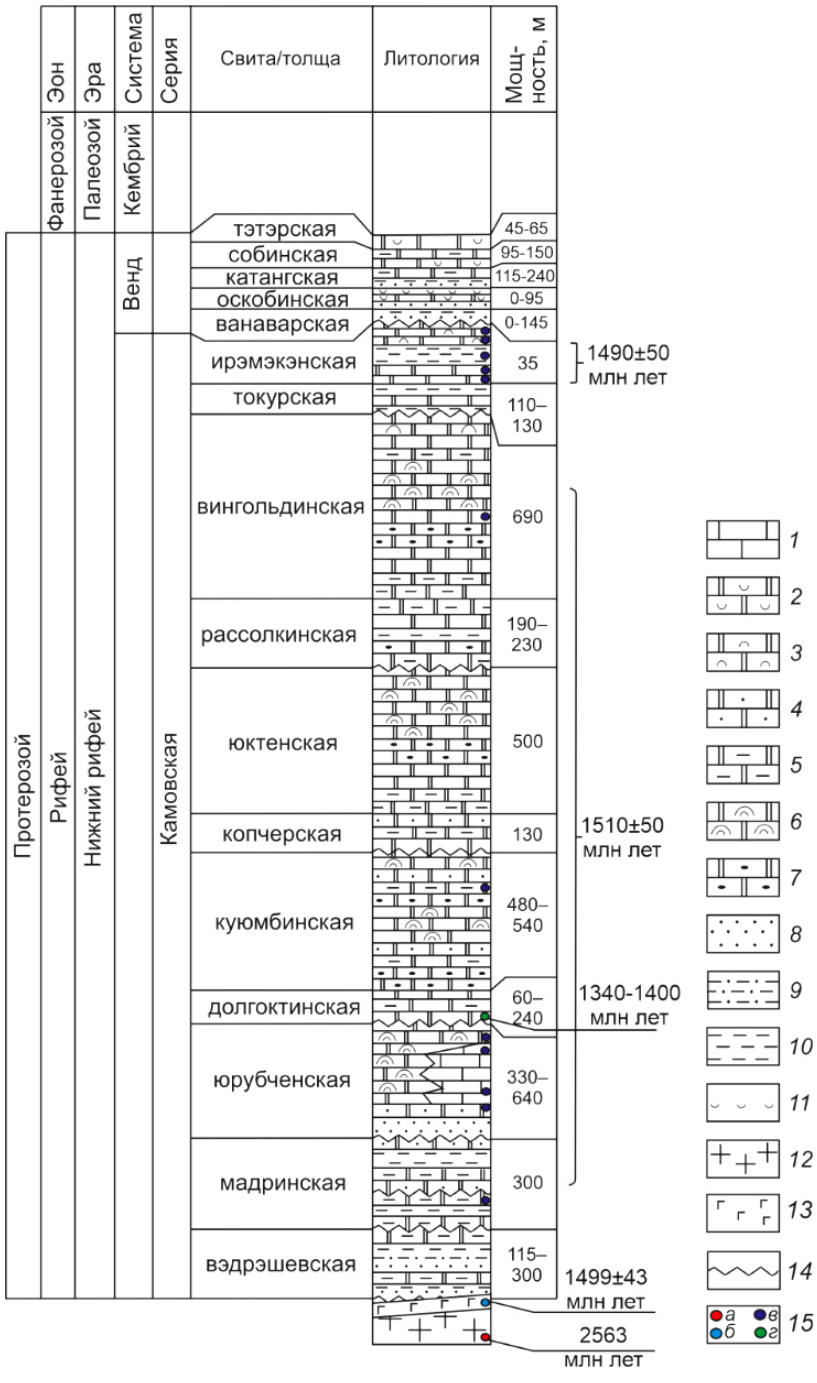


Рис. 2. Стратиграфическая колонка рифейских и вендских пород Байкитской антеклизы (Khabarov et al., 2011; Харахинов и др., 2011; с изменениями). Условные обозначения: 1 – известняки; 2 – ангидритизированные доломиты; 3 – пелоидные доломиты; 4 – песчанистые и песчаные доломиты; 5 – глинистые доломиты; 6 – строматолитовые доломиты; 7 – окремненные доломиты; 8 – песчаники; 9 – алевролиты; 10 – аргиллиты; 11 – ангидриты; 12 – граниты; 13 – силлы долеритов; 14 – несогласия; 15 – точки геохронологических исследований: а – U-Pb датирования цирконов; б – $^{40}Ar/^{39}Ar$; в – Pb-Pb датирования карбонатных пород; г – Rb–Sr возраст глауконитов.

предположить время их седиментации не древнее раннего мезопротерозоя, в соответствии с Международной хроностратиграфической шкалой (Cohen et al., 2022), или нижнего рифея, согласно Общей стратиграфической шкалы (Общая стратиграфическая шкала, 2024).

Вендские отложения на территории исследований несогласно перекрывают различные стратиграфические уровни рифея. Отложения венда представлены терригенно-карбонатными породами, выделяемыми в составе непского, тирского и даниловского региональных стратиграфических горизонтов (Решения четвертого межведомственного регионального совещания…, 1989).

Изученные породы по керну из скважины Юр-92, расположенной в Тайгинской фациальной зоне восточной части Байкитской антеклизы (Макет региональной корреляционной стратиграфической схемы…, 2022), представлены отложениями ванаварской свиты непского регионального стратиграфического горизонта и оскобинской свиты тирского регионального стратиграфического горизонта.

Ванаварская свита названа по пос. Ванавара, Красноярского края. Стратотип свиты выделен в скв. Ванаварская 1, в интервале 3115–3230 м и приурочен к Катангской фациальной зоне, где подразделяется на две подсвиты (Решения четвертого межведомственного регионального совещания..., 1989). Отложения свиты в Тайгинской зоне не разделены на подсвиты. В основании свиты в ряде скважин залегают галечные брекчии кремнистых пород и аргиллиты с линзами кремней. Выше наблюдается переслаивание пластов пестроцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников. В строении разреза ванаварской свиты преобладают мелкозернистые кварцевые песчаники с глинистым и регенерационным кварцевым цементом при подчиненном развитии полевошпат-кварцевых песчаников, аргиллитов. Мощность свиты достигает 145 м. Литолого-фациальные особенности терригенных пород ванаварской свиты указывают на их накопление в участках палеодолин и палеодельт, а также на территориях высокой динамики вод в континентальных и прибрежно-морских обстановках (Решения четвертого межведомственного регионального совещания..., 1989).

Выше по разрезу со стратиграфическим перерывом залегает оскобинская свита, соответствующая тирскому региональному горизонту. Оскобинская свита названа по р. Оскоба. Стратотип выделен в Оскобинской параметрической скважине 1 (Мельников, 1982). В стратотипическом разрезе породы свиты подразделяются на три пачки. Нижняя пачка представлена переслаиванием терригенных и глинисто-карбонатно-сульфатных пород. Средняя пачка сложена терригенными породами. В верхней пачке залегают карбонатные и глинисто-карбонатно-сульфатные, переслаивающиеся между собой породы. Общая мощность оскобинской свиты в Тайгинской фациальной зоне составляет 95 м (Макет региональной корреляционной стратиграфической схемы..., 2022). Литолого-фациальные характеристики пород свиты свидетельствуют об их формировании в приливно-отливных и лагунных обстановках (Мельников, 1982).

Выше, со стратиграфическим перерывом залегают преимущественно карбонатные породы катангской, собинской и тэтэрской свит, выделяемых в составе даниловского регионального стратиграфического горизонта (Решения четвертого межведомственного регионального совещания…, 1989).

Фактический материал и методы исследования

Объектом исследования стали сульфатно-карбонатно-терригенные отложения ванаварской и оскобинской свит, изученные в разрезе скважины Юр-92, пробуренной на территории Юрубчено-Тохомского месторождения. Основой для анализа каротажных диаграмм послужили результаты геофизических исследований скважин, а именно гамма-каротажа (ГК) и нейтрон-нейтронного каротажа с регистрацией тепловых нейтронов (ННКт), позволившие произвести расчленение разреза (рис. 3) посредством применения метода скважинной геологической корреляции (Методические рекомендации…, 2013).

Для аналитических исследований из керна скв. Юр-92 проведен отбор образцов (13 шт) песчаников и алевролитов ванаварской и оскобинской свит. Места отбора образцов керна отмечены на сводном геолого-геофизическом разрезе скважины (рис. 3).

В керне изученной скважины ванаварская свита залегает в интервале 2441–2479 м (мощность 38 м), вынос керна в интервале ванаварской свиты 2441–2472 м (31 м, 84%). Нижняя пачка оскобинской свиты залегает в интервале 2404–2441 м (мощность 37 м), вынос керна 100%. Средняя пачка оскобинской свиты залегает в интервале 2396–2404 м (мощность 8 м), вынос керна 100%. Верхняя пачка оскобинской свиты залегает в интервале 2365–2396 м (мощность 31 м), вынос керна в интервале 2383–2396 м (13 м, 42%). Суммарный вынос керна по скважине составил 89 м (рис. 3).

Петрографическое изучение шлифов проведено на поляризационном микроскопе Olympus BX51 (Olympus Optical Co., Япония) в проходящем свете с использованием методов скрещенных николей по методике НСОММИ МР № 184. Снимки шлифов производились в проходящем свете и в скрещенных николях.

Аналитические работы проведены с использованием оборудования Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета. Определение основных петрогенных оксидов производилось по методике «НСАМ 487-ХС» (Tompson et al., 1988) (аналитики: Е.И. Никитина, М.Ю. Власкина). Анализ выполнялся методом ISP-MS на эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (Termo Fisher Scientific, США) с использованием внутреннего стандарта (Sc Scandium Standard, Merck, Германия). Определение примесных и микропримесных элементов (с содержанием <5%) проведено с использованием аттестованной методики определения элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой согласно методике СТО ТГУ 048-2012 (Хрущева и др., 2019) (аналитик: Е.С. Рабцевич). Пределы обнаружения следовых количеств элементов составляют 0.001 г/т. Анализ выполнен методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500cx (Agilent Technologies Inc., США) с использованием внутреннего стандарта (In Internal standard, Inorganic Ventures, США) и внешнего стандарта СГД-2А (ГСО 8670-2005).

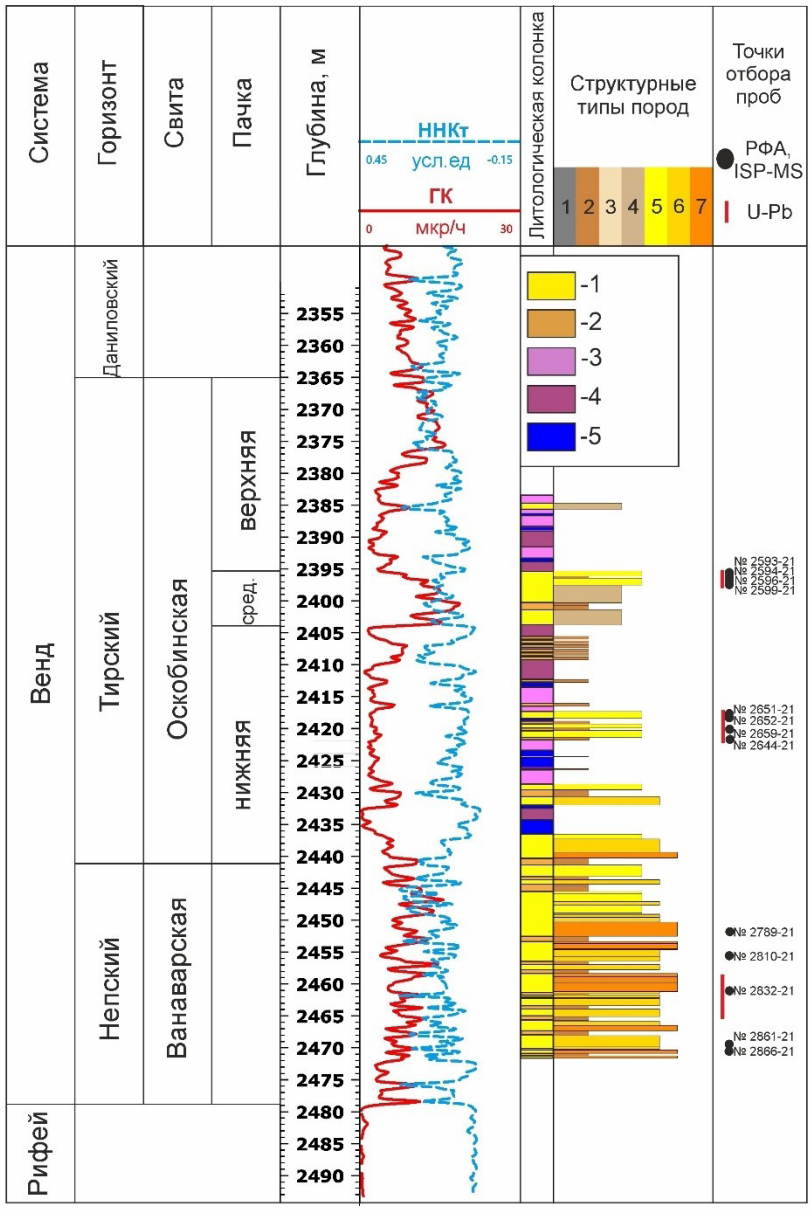


Рис. 3. Сводный геолого-геофизический разрез скважины Юр-92. Условные обозначения литологической колонки: 1 – песчаник; 2 – алевролит; 3 – породы смешанного терригенно-сульфатно-карбонатного состава; 4 – ангидрит; 5 – карбонатные породы. Условные обозначения структурных типов пород: 1 – аргиллиты; 2 – алевролиты крупно-мелкозернистые; 3 – алевролиты мелко-крупнозернистые; 4 – переслаивание алевролитов и песчаников; 5 – мелкозернистые песчаники; 6 – среднезернистые песчаники; 7 – крупнозернистые песчаники до гравелитов.

Геохронологические (U-Pb) исследования детритовых цирконов выполнены в Лаборатории геохронологии и геодинамики Томского государственного университета методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7900 и системе лазерной абляции с эксимерным (ArF) лазером Analyte Excite (Teledyne CETAC Technologies, США) (аналитики: А.П. Корнева, Е.А. Агашева, А.С. Семиряков).

Образец, вмонтированный в шашку с эпоксидной смолой, помещался в ячейку HelEx II, откуда при абляции анализируемое вещество переносится потоком гелия в масс-спектрометр. Диаметр лазерного пучка составлял 25 мкм. Каждая точка анализировалась в течение 20–30 секунд (в ряде случаев выбран временной промежуток с наилучшим сигналом). Для удаления поверхностных загрязнений осуществлена преабляция. Время измерения фона между анализом точек составило 20 с. В качестве стандартов использовались международные стандарты цирконов 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), FC1 (Paces et al., 1993), Temora II (Black et al., 2004), GJ1 (Jackson et al., 2004), OG1 (Stern et al., 2009). Обработка выполненных измерений проводилась с использованием программного пакета Dezirteer. Произведен фильтр значений по дискордантности. Был выставлен порог для положительных и отрицательных значений несоответствия (+10%, –10%). В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордантность (D) которых не превышает 10%, при этом для цирконов с возрастом <1 млрд лет D = ((^{207}Pb/^{235}U возраст)/(^{206}Pb/^{238}U возраст)–1)×100%, а для цирконов >1 млрд лет D = ((^{207}Pb/^{206}Pb возраст)/(^{206}Pb/^{238}U возраст)–1)×100% (Powerman et al., 2021).

Петрографическая характеристика

Минеральный состав изученных пород ванаварской свиты в соответствии с классификацией Н.В. Логвиненко отвечает аркозовым песчаникам (рис. 4а).

Структура псаммитовая, размер зерен изменяется от 0.1 до 1.0 мм, преобладают зерна 0.1–0.55 мм. Среди обломков различаются полуокатанные (55–60%), неокатанные (40–45%), единичные окатанные обломки (рис. 5к). Снизу вверх по разрезу степень сортировки изменяется от средней до хорошей. Для песчаников ванаварской свиты характерен смешанный тип цементации. В одних образцах отмечается поровый карбонатный и сульфатный цемент. Карбонатная составляющая цемента представлена доломитом (рис. 5м), а сульфатная – ангидритом, образующим пойкилитовые кристаллы, размером до 2 мм (рис. 5л).

В других образцах зерна кварца соединяются в процессе регенерации с формированием конформных контактов с поровым карбонатным цементом (рис. 4и, к). Средний минеральный состав пород ванаварской свиты: кварц (~60%), полевые шпаты (~27%), слюда (~3%) и обломки пород различного генезиса (~10%). Кварц характеризуется неправильной, удлиненной формой с равномерным и облачным угасанием со следами регенерации в виде каемок толщиной 0,008–0,1 мм. Полевые шпаты слабо или полностью пелитизированы и представлены ортоклазом, микроклином и кислым плагиоклазом. Из слюд присутствуют чешуйки мусковита, гидратированного биотита и хлорита. Обломки пород представлены кварцитами, кремнисто-слюдистыми микросланцами, глинистыми породами, единичными обломками гранитоидов. Акцессорные минералы: циркон, турмалин, лейкоксен, сфен.

Минеральный состав изученных образцов оскобинской свиты в соответствии с классификацией, проведенной по методике Н.В. Логвиненко (Логвиненко, 1974), соответствует аркозам (рис. 4б).

Нижняя пачка оскобинской свиты представлена алевропесчаниками и песчаниками. Структура псаммитовая, алеврит-псаммитовая, размер зерен изменяется от 0.02 до 0.6 мм, преобладают зерна 0.08–0.2 мм. Среди обломков различаются неокатанные (45–50%), полуокатанные (40–45%) и окатанные обломки (5–10%). Степень сортировки средняя. Для пород характерен смешанный тип цемента. Преобладают поровый карбонатный и сульфатный цементы. Карбонатная составляющая цемента представлена кальцитом (рис. 5з), реже доломитом, а сульфатная – ангидритом, которые образуют пойкилитовые кристаллы размером до 4 мм (рис. 5д-з). Реже встречается бесцементное контактное и регенерационное полевошпатовое и кварцевое соединение зерен с формированием конформных контактов (рис. 5д).

Средний минеральный состав песчаников и алевропесчаников нижней подсвиты оскобинской свиты: кварц (~60%), полевые шпаты (~29%), слюда (~2%) и обломки пород различного генезиса (~9%). Кварц характеризуется неправильной, удлиненной формой с равномерным и облачным угасанием со следами регенерации в виде каемок толщиной 0.008–0.01 мм, иногда зёрна по периферии растворены, отчего приобретают неровные края. Полевые шпаты слабо или полностью пелитизированы, частично растворены и представлены ортоклазом, микроклином и кислым плагиоклазом. Слюды представлены мусковитом и хлоритом. Среди обломков пород диагностируются кварциты, кремнисто-слюдистые микросланцы, глинистые породы. Акцессорные минералы: циркон, турмалин, рутил, сфен и пироксены.

Средняя пачка оскобинской свиты представлена песчанистыми алевролитами, алевритистыми песчаниками. Структура псаммитовая, алевритовая, размер зерен изменяется от 0.05 до 0.15 мм, в алевролитах преобладают зерна размером 0.05–0.12 мм. Среди обломков различаются неокатанные (80–85%) и полуокатанные (15–20%). Степень сортировки средняя для песчаников, для алевролитов хорошая. Для всех изученных пород средней пачки оскобинской свиты характерен смешанный тип цементации. В одних образцах плёночно-поровый глинистый цемент, предположительно каолинит-гидрослюдистого состава (рис. 4б). В порах развивается каолинит плохо или хорошо раскристаллизованный (рис. 4в). По периметру и на контакте зёрен – редкие крустификационные плёнки, где обломочные зерна обрастают листочками гидрослюды, хлорита. Также наблюдается регенерационное кварцевое соединение зерен с формированием

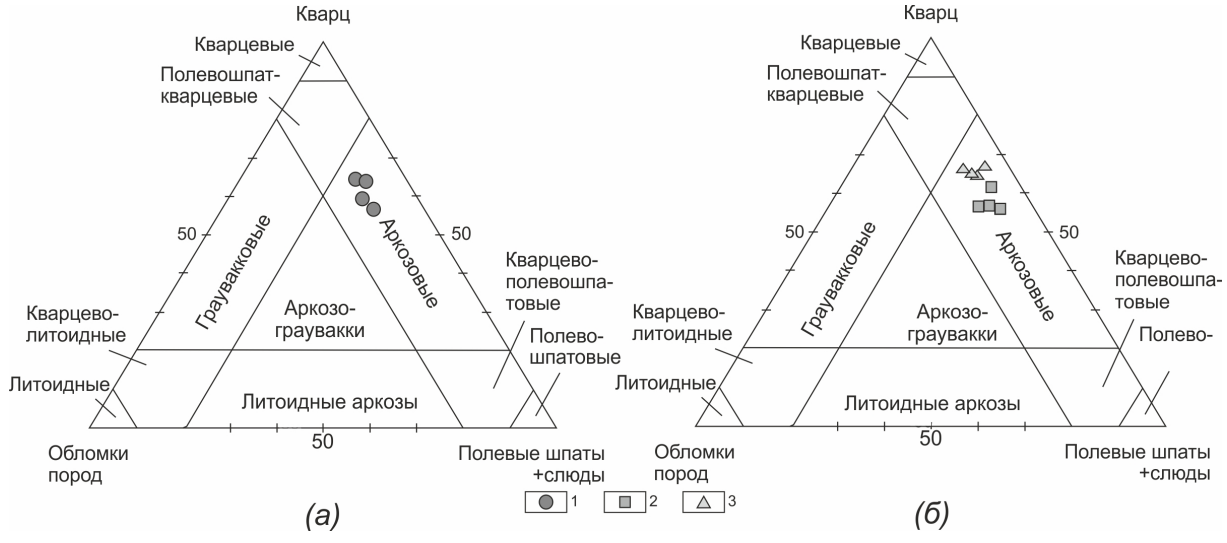


Рис. 4. Классификационные диаграммы для терригенных пород ванаварской (а) и оскобинской (б) свит по Н.В. Логвиненко (Логвиненко, 1974). Свиты: 1 – ванаварская; 2 – оскобинская (нижняя пачка); 3 – оскобинская (средняя пачка).

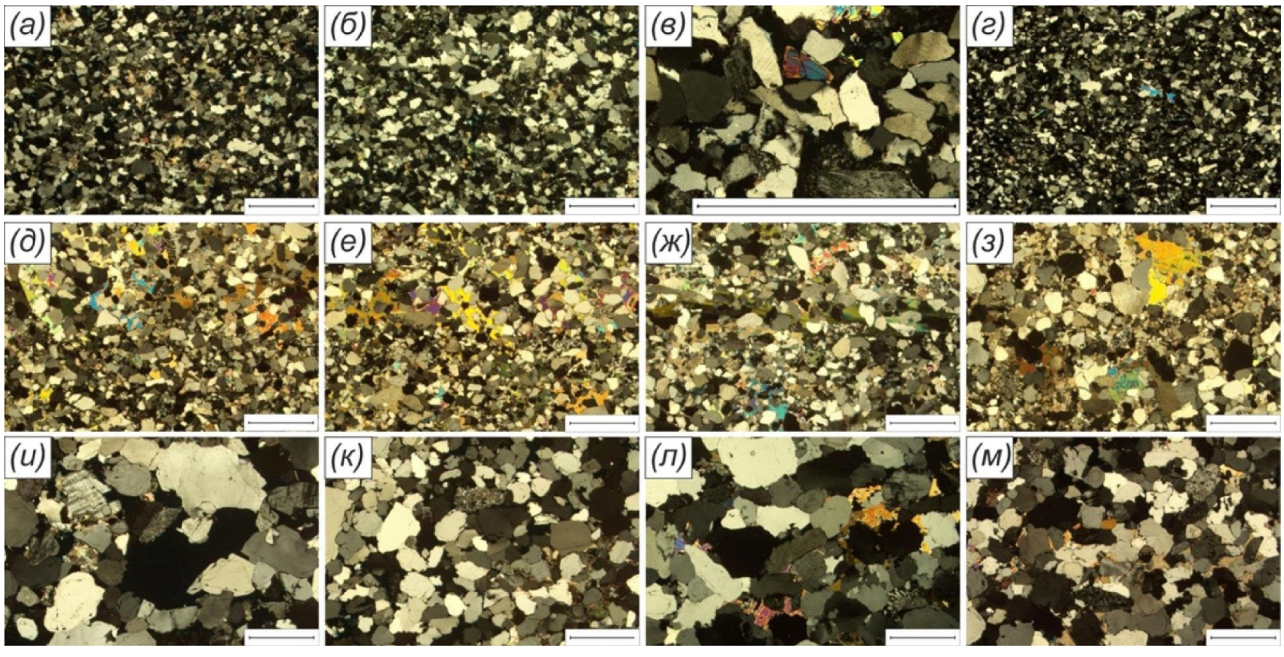


Рис. 5. Микрофотографии шлифов терригенных пород средней пачки оскобинской свиты (а–г) и нижней пачки оскобинской свиты (д–з) и ванаварской свиты (и–м) (николи скрещены). Обозначения: (а) алевролит песчанистый с поровым карбонатным и регенерационным кварцевым цементом; (б) песчаник мелкозернистый алевритистый с поровым карбонатным и регенерационным кварцевым цементом; (в) песчаник мелкозернистый с регенерационным кварцевым цементом, в порах развивается каолинит; (г) алевролит песчанистый с регенерационным кварцевым цементом, в единичных порах наблюдается ангидрит; (д) песчаник мелкозернистый алевритовый с поровым сульфатным цементом; (е) песчаник мелкозернистый алевритовый с поровым сульфатным цементом; (ж) песчаник мелкозернистый алевритистый с поровым сульфатным цементом; (з) песчаник мелкозернистый с поровым сульфатным и карбонатным цементом; (и) песчаник разнозернистый с регенерационным кварцевым цементом; (к) песчаник средне-мелкозернистый с регенерационным кварцевым цементом, в единичных порах карбонатный цемент; (л) песчаник мелко-среднезернистый с поровым сульфатным цементом; (м) песчаник средне-мелкозернистый с поровым сульфатным и карбонатным цементом. Длина масштабной линейки на всех фото 1 мм.

конформных контактов с поровым карбонатным цементом (рис. 4б, в, г). В некоторых образцах поровый сульфатный цемент, представленный зернами ангидрита размером 0.15–0.2 мм (рис. 4а, г). Средний минеральный состав терригенных пород верхней подсвиты: кварц (~66%), полевые шпаты (~25%), слюда (~4%) и обломки пород различного генезиса (~5%). Кварц характеризуется неправильной, удлиненной формой с равномерным и облачным угасанием со следами регенерации в виде каемок толщиной 0.008–0.05 мм, иногда зёрна по периферии растворены, с неровными краями. Полевые шпаты слабо или полностью пелитизированные, частично растворены и представлены ортоклазом, микроклином и кислым плагиоклазом. Из слюд присутствуют чешуйки мусковита и гидратированного биотита. Обломки пород представлены кварцитами, кремнисто-слюдистыми микросланцами, глинистыми породами. Акцессорные минералы: циркон, турмалин, рутил, сфен и пироксены.

Петрогенные оксиды

Содержания петрогенных оксидов в проанализированных образцах ванаварской и оскобинской свит приведены в таблице 1.

Содержания основных петрогенных оксидов в песчаниках ванаварской свиты составляют: SiO_2 = 73.26–79.4, TiO_2 = 0.1–0.29, Al_2O_3 = 6.07–11.22, Fe_2O_3 = 1.45–2.66, K_2O = 1.83–2.77 мас.% (табл. 1). На классификационной диаграмме Ф. Петтиджона (Pettijohn et al., 1972) фигуративные точки составов песчаников ванаварской свиты располагаются в поле аркозов (рис. 6).

Концентрации основных петрогенных оксидов в песчаниках нижней пачки оскобинской свиты составляют: SiO_2 = 66.89–72.63, TiO_2 = 0.1–0.12, Al_2O_3 = 2.94–7.36, Fe_2O_3 = 0.57–0.75, K_2O = 0.41–0.78 мас.% (табл. 1). На классификационной диаграмме Ф. Петтиджона (Pettijohn et al., 1972) фигуративные точки пород нижней пачки оскобинской свиты располагаются в поле аренитов и сублитаренитов (рис. 6).

Содержания основных петрогенных оксидов в песчаниках средней пачки оскобинской свиты составляют: SiO_2 = 74.16–77.64, TiO_2 = 0.2–0.33, Al_2O_3 = 9.25–13.19, Fe_2O_3 = 0.9–1.46, K_2O = 4.63–5.28 мас.% (табл. 1). На классификационной диаграмме Ф. Петтиджона (Pettijohn et al., 1972) фигуративные точки пород средней пачки оскобинской свиты располагаются в поле аркозов (рис. 6).

Редкоземельные элементы

Концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) в изученных образцах терригенных пород ванаварской и оскобинской свит приведены в таблице 1. Для наглядного представления особенностей распределения этих элементов проведено их нормирование на хондрит (Boynton, 1984).

Для пород ванаварской свиты обнаруживаются фракционированные спектры распределения РЗЭ (Lan/Ybn = 6.0–15.36) и обогащение легкими лантаноидами (Lan/Smn = 3.48–5.79) относительно тяжелых

(Gdn/Ybn = 0.93–1.61). На спектрах распределения РЗЭ для пород ванаварской свиты фиксируется как ярко выраженная положительная европиевая аномалия, так и слабо отрицательная (Eu/Eu* = 0.78–2.63) (рис. 7а).

Породы нижней пачки оскобинской свиты обнаруживают фракционированные спектры распределения РЗЭ (Lan/Ybn = 8.24–10.59) и обогащение легкими лантаноидами (La_n/Sm_n = 2.67–3.71) относительно тяжелых (Gd_n/Yb_n = 1.29–2.18). На спектрах распределения РЗЭ для большей части изученных образцов пород нижней пачки оскобинской свиты фиксируется отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0.57–0.1). Исключение составил один образец, для которого характерна положительная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 1.54) (рис. 7б).

Терригенные породы средней пачки оскобинской свиты обнаруживают менее фракционированные спектры распределения РЗЭ (La_n/Yb_n = 4.39–7.25). Отмечается обогащение легкими лантаноидами (La_n/Sm_n = 3.25–3.84), относительно тяжелых (Gd_n/Yb_n = 1.00–1.18).

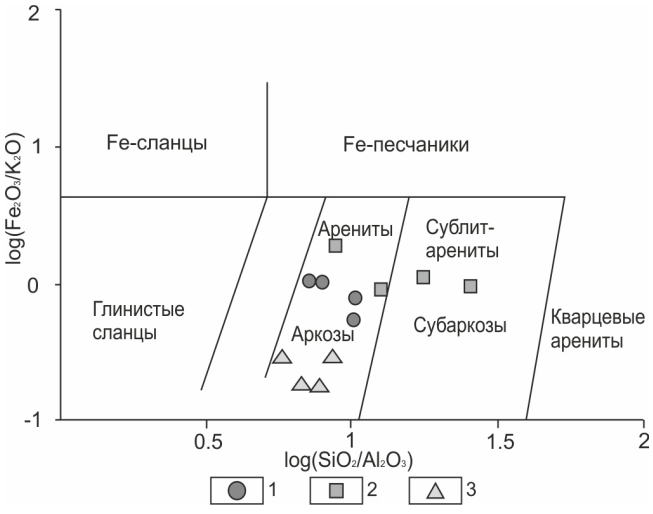


Рис. 6. Положение фигуративных точек на диаграммах Ф. Петтиджона (Pettijohn et al., 1972). Свиты: 1 – ванаварская; 2 – оскобинская (нижняя пачка); 3 – оскобинская (средняя пачка).

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ обр.	2593-21	2594-21	2596-21	2599-21	2651-21	2652-21	2659-21	2664-21	2789-21	2810-21	2832-21	2851-21	2861-21
Глубина, м	2401.47	2401.65	2402.11	2402.82	2423.46	2423.78	2425.89	2427.36	2457.43	2461.76	2466.74	2471.64	2474.96
Компонент, мас. %	Средняя пачка оскобинской свиты				Нижняя пачка оскобинской свиты					Ванаварская свита			
SiO_2	74.2	75.7	77.6	74.3	72.6	66.9	68.2	63.2	79.3	77.7	77.6	79.4	73.3
TiO_2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3
Al_2O_3	9.9	11.3	9.3	13.2	2.9	5.3	4.0	7.4	8.2	6.1	7.7	11.2	9.9
Fe_2O_3	0.9	0.9	1.3	1.5	0.7	0.7	0.6	0.8	1.5	1.7	1.9	1.9	2.7
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
MgO	2.0	1.7	2.0	1.7	2.9	2.9	3.4	7.9	1.3	1.1	1.5	1.2	2.2
CaO	1.1	0.8	1.1	0.7	4.7	6.4	6.1	6.5	0.9	0.2	0.2	0.7	1.2
Na_2O	0.5	0.1	0.4	0.0	0.4	0.5	0.4	0.6	0.5	0.8	0.6	0.6	0.5
K_2O	5.3	5.1	4.6	5.2	0.7	0.8	0.5	0.4	2.8	1.8	2.5	1.9	2.7
P_2O_5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
п.п.п.	5.0	3.6	2.1	1.9	9.3	8.3	9.1	10.0	4.6	9.8	7.1	1.4	4.7
Сумма	99.3	99.4	98.7	98.8	94.6	92.0	92.4	97.1	99.2	99.4	99.3	98.6	97.4
CIA	53.18	61.49	54.47	65.68	22.73	28.67	24.54	35.91	60.31	62.17	65.88	72.27	62.58
ICV	1.03	0.77	1.05	0.71	3.26	2.13	2.76	2.2	0.86	0.95	0.89	0.57	0.97
ppm													
La	11.9	8.72	11.33	11.71	7.45	8.07	6.86	7.49	11.04	11.08	12.17	7.39	13.76
Ce	19.26	14.13	18.48	21.75	11.9	12.89	11.69	13.06	18.61	17.21	18.98	11.14	26.38
Pr	2.66	1.97	2.57	2.97	1.67	1.86	1.82	1.94	2.66	2.36	2.67	1.53	3.65
Nd	9.35	6.84	9.05	10.82	6.01	6.81	6.9	7.42	9.34	7.92	9.23	5.22	12.55
Sm	1.95	1.47	2.2	2.12	1.26	1.52	1.62	1.76	1.45	1.2	1.41	0.86	2.49
Eu	0.41	0.36	0.56	0.43	0.21	0.25	0.04	0.78	1.03	0.92	0.84	0.24	0.54
Gd	1.57	1.32	2.26	1.59	0.97	1.13	1.18	1.35	1.00	0.97	1.06	0.71	1.78
Tb	0.28	0.23	0.44	0.26	0.16	0.18	0.15	0.22	0.15	0.15	0.18	0.12	0.31
Dy	1.45	1.24	2.45	1.35	0.79	0.86	0.95	1.03	0.75	0.73	0.96	0.61	1.67
Ho	0.33	0.29	0.56	0.3	0.18	0.19	0.23	0.21	0.17	0.16	0.21	0.13	0.39
Er	0.97	0.8	1.54	0.88	0.49	0.53	0.5	0.56	0.47	0.46	0.64	0.36	1.15
Tm	0.12	0.1	0.18	0.1	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.08	0.05	0.15
Yb	1.27	1.03	1.74	1.09	0.61	0.62	0.44	0.57	0.51	0.49	0.76	0.47	1.55
Lu	0.17	0.13	0.22	0.14	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.10	0.06	0.20
Eu/Eu*	0.72	0.79	0.77	0.72	0.57	0.58	0.1	1.54	2.63	2.61	2.1	0.93	0.78
(La/Yb)n	6.31	5.72	4.39	7.25	8.24	8.72	10.59	8.89	14.58	15.36	10.87	10.67	6
(La/Sm)n	3.84	3.73	3.25	3.47	3.71	3.34	2.67	2.68	4.79	5.79	5.42	5.43	3.48
(Gd/Yb)n	1	1.04	1.05	1.18	1.29	1.47	2.18	1.92	1.58	1.61	1.13	1.23	0.93

Табл. 1. Петрохимический состав и содержания редких и редкоземельных элементов в терригенных пород ванаварской и оскобинской свит скважины Юр-92. Примечания: $CIA=[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]\times100$; $ICV=(TiO_2+Fe_2O_3+MnO+MgO+CaO+K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$; Eu/Eu* = (Eun)/((Sm)n*(Gd)n)1/2; (La/Yb)n, (La/Sm)n (Ga/Yb)n – отношения, нормированные по хондриту (Boynton, 1984).

На спектрах распределения РЗЭ для этих песчаников фиксируется слабо выраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0.72–0.79) (рис. 7в).

Результаты исследований детритовых цирконов

Из песчаника ванаварской свиты (проба № 3 NIPI3 (скв. Юр-92, глубина 2465–2470 м)) было выделено 100 зерен детритовых цирконов (табл. 2), представленных коротко- и длиннопризматического, дипирамидального и редко бочонковидного облика зернами (рис. 8а). Конкордантные значения были получены для 94 зерен. Возраст самого молодого детритового циркона составил 1775 ±2 млн лет, самого древнего – 2765 ±24 млн лет. 18 зерен (19%) соответствуют архейскому, 72 зерен (81%) отвечает раннепротерозойскому возрасту. Архейские оценки возраста отвечают интервалу от 2510 до 3765 млн лет и образуют пик на 2597 млн лет (5 зерен). Наибольшая популяция зерен детритовых цирконов соответствует раннему протерозою – от 1775 до 2420 млн лет с основным пиком на 1889 млн лет (20 зерен) (рис. 9а).

Из песчаника нижней пачки оскобинской свиты (проба № 2 NIPI2 (скв. Юр-92, глубина 2427–2424 м)) было выделено 107 зерен детритовых цирконов (табл. 2), представленных преимущественно обломками призматического и дипирамидального облика. Обломки и зерна преимущественно окатанные, реже угловатые (рис. 8б). Конкордантные значения были получены для 100 зерен. Возраст самого молодого детритового циркона составил 765 ±11 млн лет, самого древнего – 3040 ±15 млн лет. Архейские оценки возраста получили 32 зерна (32%). Ранепротерозойские оценки возраста получили 53 зерна (53%). Среднему рифею отвечает 6 зерен (6%) и 9 зерен детритовых цирконов (9%) обнаруживают позденерифейские оценки возраста. Архейские оценки возраста отвечают интервалу от 2515 до 3040 млн лет, и образуют два пика на 2513 и 2689 млн лет (по 7 зерен каждый). Раннепротерозойские оценки возраста составляют от 1665 до 2500 млн лет с основным пиком на 1894 млн лет (12 зерен). Среднерифейские оценки возраста варьируют от 1040 до 1335 млн лет. Позднерифейские оценки возраста охватывают интервал от 765 до 990 млн лет с основными пиками на 821 и 981 млн лет (рис. 9б).

Из песчаника средней пачки оскобинской свиты (проба № 1 NIPI1 (скв. Юр-92, глубина 2401–2402 м)) было выделено 123 зерен детритовых цирконов (табл. 2), представленных коротко- и длиннопризматическими, дипирамидальными бочонковидными зернами и их обломками (рис. 8в). Конкордантные значения были получены для 121 зерна. Возраст самого молодого детритового циркона составил 585 ±16 млн лет, самого древнего – 3525 ±13 млн лет. Архейские оценки возраста получили 12 зерен (10%). Раннему протерозою отвечает 64 зерна (53%). Раннему рифею отвечает 4 зерна (3%), среднему – 1 зерно (1%), а позднему – 39 зерен (32%). Также отмечается одно значение возраста, соответствующее венду. Архейские оценки возраста отвечают интервалу от 2525 до 3525 млн лет. Раннепротерозойские оценки возраста распределились в интервале от 1695 до 2480 млн лет с основным пиком на 1869 млн лет (13 зёрен). Раннерифейские оценки возраста отвечают интервалу от 1555 до 1650 млн лет. Одно значение возраста соответствует среднему рифею (1290 млн лет). Позднему рифею соответствуют значения возраста от 605 до 944 млн лет и образуют пик на 653 млн лет (15 зерен). Венду отвечает один циркон с возрастом 585 млн лет (рис. 9в).

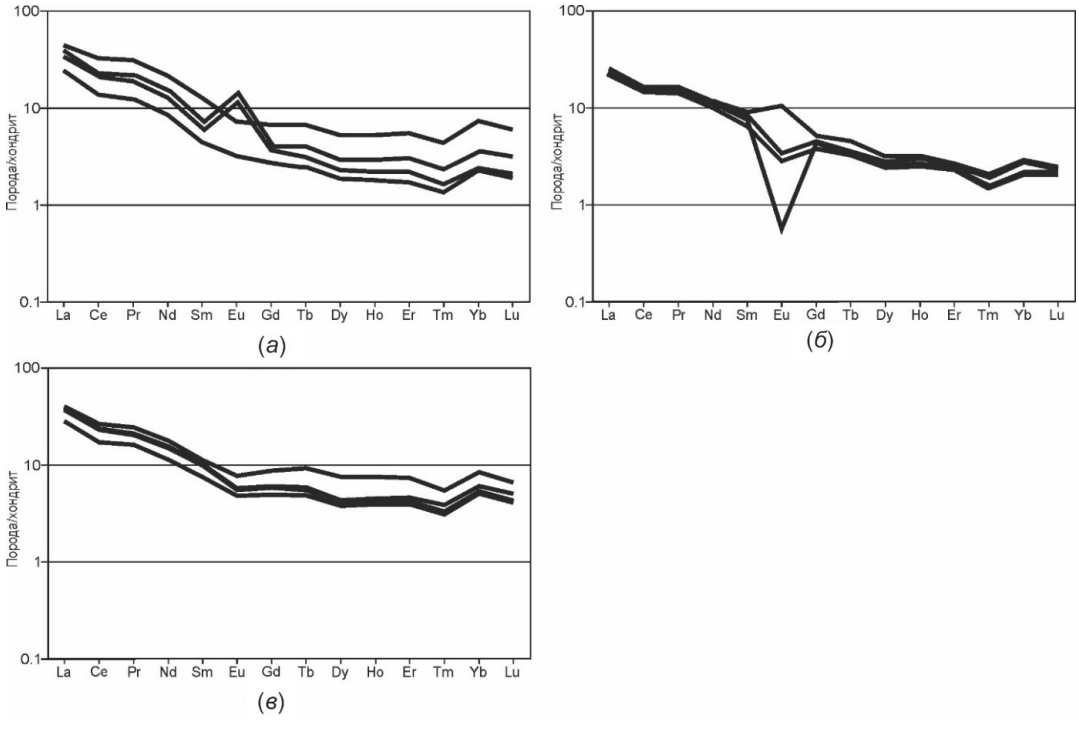


Рис. 7. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту (Boynton, 1984), для терригенных пород оскобинской и ванаварской свит: (а) – ванаварская свита; (б) – нижняя пачка оскобинской свиты; (в) – средняя пачка оскобинской свиты

Оскобинская свита. Средняя пачка															
№	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн. лет						D, %
		207Pb/206Pb	1σ abs	207Pb/235U	1σ abs	206Pb/238U	1σ abs		207Pb/206Pb	1σ	206Pb/238U	1σ	207Pb/235U	1σ	
N1-1	0.46	0.1143	0.0031	5.3716	0.0051	0.3410	0.0040	0.790	1865	24	1891	13	1880	2	0
N1-2	0.37	0.0655	0.0025	1.1446	0.0044	0.1268	0.0037	0.826	785	40	769	11	774	2	0
N1-3	0.47	0.0675	0.0034	1.2605	0.0052	0.1355	0.0039	0.751	850	52	819	12	828	2	1
N1-4	0.59	0.1200	0.0038	4.8622	0.0059	0.2940	0.0045	0.767	1955	28	1661	14	1795	3	8
N1-5	1.02	0.1170	0.0036	5.4663	0.0052	0.3390	0.0038	0.731	1910	27	1881	12	1895	2	0
N1-6	0.52	0.0639	0.0043	0.9000	0.0058	0.1022	0.0039	0.666	735	72	627	12	651	2	3
N1-7	0.23	0.1122	0.0032	5.3657	0.0053	0.3470	0.0042	0.799	1830	25	1920	13	1879	2	-2
N1-8	0.54	0.0647	0.0034	1.1057	0.0054	0.1240	0.0042	0.779	760	55	753	13	756	2	0
N1-9	1.50	0.1017	0.0037	3.2349	0.0057	0.2308	0.0044	0.766	1650	33	1338	14	1465	2	9
N1-10	0.95	0.0965	0.0044	3.2318	0.0066	0.2430	0.0049	0.750	1555	42	1402	15	1464	3	4
N1-11	0.28	0.1256	0.0033	6.5258	0.0056	0.3770	0.0045	0.800	2035	23	2062	14	2049	2	0
N1-12	0.15	0.1196	0.0033	6.0163	0.0054	0.3650	0.0043	0.799	1945	24	2005	13	1978	2	-1
N1-13	1.50	0.1101	0.0032	4.3078	0.0050	0.2839	0.0038	0.772	1800	26	1610	12	1694	2	5
N1-14	0.58	0.0647	0.0046	1.0397	0.0065	0.1166	0.0046	0.706	760	74	710	14	723	3	1
N1-15	1.39	0.1110	0.0041	4.4517	0.0064	0.2910	0.0049	0.768	1815	33	1646	15	1722	3	4
N1-16	1.10	0.1050	0.0036	3.8493	0.0058	0.2660	0.0046	0.789	1710	31	1520	14	1603	2	5
N1-17	0.95	0.0623	0.0038	0.8509	0.0053	0.0991	0.0036	0.688	680	65	609	11	625	2	2
N1-18	1.07	0.0695	0.0037	1.4540	0.0057	0.1518	0.0043	0.756	910	55	911	13	911	2	0
N1-19	0.77	0.0616	0.0031	0.8736	0.0048	0.1029	0.0037	0.767	655	53	631	11	637	2	0
N1-20	0.98	0.0686	0.0034	1.2574	0.0054	0.1330	0.0043	0.785	885	50	804	13	826	2	2
N1-21	0.94	0.1160	0.0032	5.2917	0.0050	0.3310	0.0039	0.773	1890	24	1843	12	1867	2	1
N1-22	0.17	0.1182	0.0028	5.5712	0.0051	0.3420	0.0043	0.837	1925	21	1896	13	1911	2	0
N1-23	0.79	0.1108	0.0034	4.9323	0.0056	0.3230	0.0045	0.798	1810	27	1804	14	1807	2	0
N1-24	0.46	0.0646	0.0038	0.9651	0.0056	0.1084	0.0040	0.724	760	62	663	13	685	2	3
N1-25	1.98	0.1081	0.0026	3.9733	0.0042	0.2667	0.0032	0.779	1765	22	1524	10	1628	2	6
N1-26	0.52	0.0650	0.0027	1.1843	0.0049	0.1322	0.0041	0.838	770	43	800	13	793	2	0
N1-27	1.11	0.1095	0.0033	4.7688	0.0054	0.3160	0.0043	0.796	1790	27	1770	13	1779	2	0
N1-28	0.71	0.0624	0.0040	0.9116	0.0057	0.1060	0.0041	0.718	685	68	649	13	657	2	1
N1-29	0.74	0.1210	0.0034	5.8699	0.0054	0.3520	0.0042	0.780	1970	24	1944	13	1956	2	0
N1-30	0.24	0.1238	0.0025	6.3470	0.0043	0.3720	0.0036	0.822	2010	17	2038	11	2024	2	0
N1-31	0.62	0.0712	0.0037	1.1186	0.0053	0.1140	0.0039	0.729	960	52	695	12	762	2	9
N1-32	0.44	0.1539	0.0032	9.2476	0.0050	0.4360	0.0038	0.762	2385	17	2332	12	2362	2	1
N1-33	0.62	0.1668	0.0030	10.8044	0.0050	0.4700	0.0039	0.792	2525	15	2483	12	2506	2	0
N1-34	0.46	0.1253	0.0031	6.4066	0.0049	0.3710	0.0038	0.773	2030	22	2034	12	2033	2	0
N1-35	0.68	0.1207	0.0026	6.0716	0.0045	0.3650	0.0036	0.812	1965	19	2005	11	1986	2	0
N1-36	1.14	0.1042	0.0035	4.0641	0.0059	0.2830	0.0047	0.801	1695	31	1606	15	1647	2	2
N1-37	0.81	0.0618	0.0040	0.9420	0.0059	0.1106	0.0044	0.737	665	69	676	14	673	3	0
N1-38	0.11	0.1147	0.0026	5.5169	0.0049	0.3490	0.0042	0.856	1870	20	1929	13	1903	2	-1
N1-39	0.66	0.0637	0.0037	0.9077	0.0056	0.1034	0.0042	0.745	730	62	634	13	655	2	3
N1-40	0.39	0.1155	0.0035	5.5713	0.0053	0.3500	0.0040	0.748	1885	27	1934	12	1911	2	-1
N1-41	0.75	0.0646	0.0057	0.9348	0.0072	0.1050	0.0044	0.613	760	92	643	14	670	3	4
N1-42	0.50	0.1167	0.0029	5.5648	0.0050	0.3460	0.0040	0.808	1905	22	1915	12	1910	2	0

Табл. 2. Результаты LA-ICP-MS U-Pb исследования детритовых цирконов из песчаников ванаварской и оскобинской свит скважины Юр-92

№	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн. лет						D, %
		207Pb/206Pb	1σabs	207Pb/235U	1σabs	206Pb/238U	1σabs		207Pb/206Pb	1σ	206Pb/238U	1σ	207Pb/235U	1σ	
N1-43	0.61	0.2276	0.0034	18.4127	0.0051	0.5870	0.0038	0.746	3030	12	2977	12	3011	2	1
N1-44	0.62	0.0647	0.0043	1.0352	0.0062	0.1161	0.0044	0.719	760	70	708	14	721	3	1
N1-45	0.80	0.0641	0.0036	1.0884	0.0055	0.1232	0.0042	0.764	740	59	748	13	747	2	0
N1-46	0.59	0.0619	0.0040	0.8693	0.0056	0.1019	0.0040	0.704	665	69	625	12	635	2	1
N1-47	0.92	0.1678	0.0031	11.1004	0.0050	0.4800	0.0039	0.778	2535	15	2527	12	2531	2	0
N1-48	0.57	0.1157	0.0032	5.2461	0.0050	0.3290	0.0039	0.774	1885	24	1833	12	1860	2	1
N1-49	0.33	0.1105	0.0037	4.7819	0.0059	0.3140	0.0046	0.782	1805	30	1760	14	1781	2	1
N1-50	0.30	0.1150	0.0027	5.2936	0.0047	0.3340	0.0039	0.818	1875	21	1857	12	1867	2	0
N1-51	0.54	0.1084	0.0035	4.8852	0.0056	0.3270	0.0045	0.789	1770	29	1823	14	1799	2	-1
N1-52	0.72	0.1255	0.0033	6.8147	0.0054	0.3940	0.0043	0.790	2035	23	2141	13	2087	2	-2
N1-53	0.62	0.1057	0.0035	3.6637	0.0055	0.2515	0.0042	0.767	1725	30	1446	13	1563	2	8
N1-54	0.84	0.1147	0.0028	5.1691	0.0050	0.3270	0.0042	0.831	1870	22	1823	13	1847	2	1
N1-55	0.67	0.1628	0.0031	10.6350	0.0050	0.4740	0.0039	0.783	2480	16	2501	12	2491	2	0
N1-56	0.27	0.0628	0.0027	1.1476	0.0047	0.1326	0.0038	0.812	700	46	802	12	776	2	-3
N1-57	0.79	0.1750	0.0031	11.6973	0.0052	0.4850	0.0042	0.807	2605	14	2549	13	2580	2	1
N1-58	1.37	0.0643	0.0046	0.8826	0.0061	0.0996	0.0040	0.658	750	75	612	13	642	3	4
N1-59	0.42	0.1913	0.0047	14.6587	0.0071	0.5560	0.0053	0.748	2750	20	2850	17	2793	3	-1
N1-60	0.11	0.1188	0.0039	5.2884	0.0057	0.3230	0.0041	0.727	1935	29	1804	13	1866	2	3
N1-61	0.92	0.1206	0.0043	5.5347	0.0063	0.3330	0.0046	0.728	1960	32	1852	14	1906	3	2
N1-62	0.77	0.1221	0.0051	5.8897	0.0073	0.3500	0.0052	0.717	1985	37	1934	16	1959	3	1
N1-63	1.15	0.0616	0.0058	0.9423	0.0079	0.1110	0.0054	0.684	655	100	678	17	674	4	0
N1-64	0.41	0.1591	0.0052	10.6564	0.0083	0.4860	0.0065	0.780	2445	27	2553	20	2493	4	-2
N1-65	0.41	0.1177	0.0049	5.4828	0.0075	0.3380	0.0057	0.761	1920	37	1877	18	1897	3	1
N1-66	0.66	0.1772	0.0055	12.4060	0.0084	0.5080	0.0064	0.760	2625	25	2648	20	2635	4	0
N1-67	0.90	0.1121	0.0057	5.1138	0.0079	0.3310	0.0055	0.696	1830	46	1843	17	1838	4	0
N1-68	0.69	0.1195	0.0047	5.4843	0.0075	0.3330	0.0058	0.776	1945	35	1852	18	1898	3	2
N1-69	0.16	0.1380	0.0045	7.6266	0.0068	0.4010	0.0051	0.752	2200	28	2173	16	2187	3	0
N1-70	0.38	0.1249	0.0042	7.2297	0.0068	0.4200	0.0053	0.785	2025	29	2260	17	2140	3	-5
N1-71	0.65	0.0702	0.0059	1.2897	0.0078	0.1333	0.0051	0.654	930	86	806	16	841	3	4
N1-72	0.82	0.0622	0.0046	0.8881	0.0065	0.1036	0.0046	0.710	680	79	635	14	645	3	1
N1-73	2.24	0.1043	0.0053	4.7148	0.0073	0.3280	0.0050	0.687	1700	46	1828	16	1769	3	-3
N1-74	0.58	0.1580	0.0049	10.3868	0.0074	0.4770	0.0055	0.752	2430	26	2514	17	2469	3	-1
N1-76	0.85	0.0623	0.0049	0.9033	0.0064	0.1052	0.0041	0.642	680	84	644	13	653	3	1
N1-77	0.55	0.1067	0.0051	4.6174	0.0075	0.3140	0.0055	0.736	1740	43	1760	17	1752	3	0
N1-78	0.84	0.1744	0.0047	11.9456	0.0072	0.4970	0.0055	0.762	2595	22	2600	17	2600	3	0
N1-79	0.61	0.0667	0.0074	0.9799	0.0090	0.1066	0.0052	0.571	825	116	652	16	693	4	6
N1-80	0.44	0.0840	0.0047	2.3281	0.0069	0.2011	0.0050	0.727	1290	55	1181	16	1220	3	3
N1-81	0.72	0.1174	0.0050	5.5335	0.0076	0.3420	0.0056	0.746	1915	38	1896	18	1905	3	0
N1-82	1.03	0.1150	0.0047	5.2777	0.0079	0.3330	0.0064	0.804	1875	37	1852	20	1865	4	0
N1-83	0.05	0.1124	0.0049	5.1894	0.0069	0.3350	0.0049	0.705	1835	39	1862	15	1850	3	0
N1-84	1.02	0.0639	0.0051	0.8674	0.0074	0.0985	0.0054	0.725	735	84	605	17	634	3	4
N1-85	0.65	0.1271	0.0050	6.1659	0.0072	0.3520	0.0052	0.723	2055	34	1944	16	1999	3	2
N1-86	0.15	0.0685	0.0052	1.4897	0.0074	0.1578	0.0052	0.709	880	78	944	16	926	3	-1
N1-87	2.07	0.1175	0.0048	4.9876	0.0074	0.3080	0.0056	0.761	1915	36	1730	18	1817	3	4
N1-88	0.78	0.0697	0.0101	1.0672	0.0125	0.1111	0.0074	0.589	915	149	679	23	737	6	8

Табл. 2. Результаты LA-ICP-MS U-Pb исследования детритовых цирконов из песчаников ванаварской и оскобинской свит скважины Юр-92

№	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн. лет						D, %
		207Pb/206Pb	1σ abs	207Pb/235U	1σ abs	206Pb/238U	1σ abs		207Pb/206Pb	1σ	206Pb/238U	1σ	207Pb/235U	1σ	
N1-89	0.05	0.0612	0.0044	0.9210	0.0063	0.1092	0.0046	0.725	645	76	668	14	662	3	0
N1-90	0.05	0.1149	0.0045	4.9564	0.0066	0.3130	0.0049	0.739	1875	35	1755	15	1811	3	3
N1-91	0.31	0.0640	0.0111	0.9641	0.0129	0.1093	0.0066	0.508	740	109	668	21	685	6	2
N1-92	0.44	0.2100	0.0058	15.2813	0.0083	0.5280	0.0060	0.716	2900	22	2733	19	2832	4	3
N1-93	0.63	0.1169	0.0049	5.1394	0.0071	0.3190	0.0051	0.723	1905	37	1784	16	1842	3	3
N1-94	0.94	0.0629	0.0096	0.8833	0.0114	0.1019	0.0061	0.535	700	162	625	19	642	5	2
N1-95	0.60	0.1177	0.0058	5.6125	0.0084	0.3460	0.0062	0.729	1920	44	1915	19	1918	4	0
N1-96	1.32	0.0641	0.0066	0.9311	0.0086	0.1054	0.0054	0.632	740	109	645	17	668	4	3
N1-97	0.57	0.0687	0.0098	1.0737	0.0116	0.1134	0.0063	0.538	885	147	692	20	740	5	6
N1-98	1.00	0.3110	0.0056	31.2460	0.0080	0.7290	0.0057	0.717	3525	13	3529	18	3526	4	0
N1-99	0.50	0.0997	0.0058	3.6550	0.0084	0.2660	0.0061	0.724	1615	54	1520	19	1561	4	2
N1-100	0.63	0.1343	0.0066	7.6812	0.0090	0.4150	0.0061	0.682	2150	42	2237	19	2194	4	-1
N1-101	0.37	0.1261	0.0062	6.7082	0.0085	0.3860	0.0058	0.683	2040	43	2104	18	2073	4	-1
N1-102	0.56	0.1234	0.0047	6.2585	0.0075	0.3680	0.0058	0.775	2005	34	2019	18	2012	3	0
N1-103	1.25	0.1085	0.0051	4.5308	0.0076	0.3030	0.0057	0.747	1770	42	1706	18	1736	3	1
N1-105	0.63	0.1404	0.0053	7.9140	0.0076	0.4090	0.0055	0.719	2230	32	2210	17	2221	3	0
N1-106	0.44	0.1183	0.0051	5.6411	0.0078	0.3460	0.0059	0.756	1925	38	1915	18	1922	3	0
N1-107	0.11	0.1217	0.0048	6.1890	0.0069	0.3690	0.0050	0.721	1980	35	2024	16	2002	3	-1
N1-108	0.19	0.1135	0.0043	6.0849	0.0066	0.3890	0.0050	0.754	1855	34	2118	16	1988	3	-6
N1-109	0.53	0.0623	0.0052	1.1213	0.0078	0.1306	0.0058	0.740	680	89	791	18	763	3	-3
N1-110	0.38	0.0640	0.0062	0.8388	0.0081	0.0951	0.0052	0.648	740	102	585	16	618	4	5
N1-111	0.99	0.0624	0.0073	0.8944	0.0094	0.1040	0.0060	0.633	685	124	637	19	648	4	1
N1-112	0.56	0.1089	0.0050	5.0878	0.0073	0.3390	0.0054	0.736	1780	41	1881	17	1834	3	-2
N1-113	1.08	0.1823	0.0053	12.1601	0.0076	0.4840	0.0055	0.721	2670	23	2544	17	2616	3	2
N1-114	0.89	0.1974	0.0050	12.4056	0.0077	0.4560	0.0058	0.756	2800	20	2421	18	2635	3	8
N1-115	0.68	0.1118	0.0056	5.0076	0.0082	0.3250	0.0059	0.725	1825	45	1814	19	1820	4	0
N1-116	2.40	0.0606	0.0063	0.8536	0.0084	0.1022	0.0055	0.653	620	113	627	17	626	4	0
N1-117	0.85	0.0662	0.0063	1.1359	0.0086	0.1245	0.0059	0.688	810	99	756	19	770	4	1
N1-118	0.21	0.1393	0.0058	8.1400	0.0083	0.4240	0.0060	0.720	2215	35	2278	19	2246	4	-1
N1-119	0.50	0.0639	0.0094	1.2144	0.0109	0.1379	0.0055	0.500	735	156	832	17	807	5	-3
N1-120	0.52	0.1061	0.0047	4.3721	0.0067	0.2990	0.0048	0.712	1730	40	1686	15	1707	3	1
N1-121	0.13	0.1105	0.0046	5.1474	0.0067	0.3380	0.0048	0.722	1805	38	1877	15	1843	3	-1
N1-122	0.33	0.1724	0.0041	10.3355	0.0064	0.4350	0.0049	0.771	2580	19	2328	15	2465	3	5
N1-123	0.16	0.0987	0.0053	3.3871	0.0097	0.2490	0.0081	0.838	1595	49	1433	26	1501	4	4
Оскобинская свита. Нижняя пачка															
N2-1	1.166	0.1647	0.0031	10.5549	0.0054	0.4650	0.0044	0.8114	2500	16	2461	14	2484	2	0
N2-2	0.882	0.1223	0.0037	6.5061	0.0057	0.3860	0.0044	0.7671	1985	26	2104	14	2046	2	-2
N2-3	0.794	0.1661	0.0044	11.8121	0.0067	0.5160	0.0051	0.7512	2515	22	2682	16	2589	3	-3
N2-4	0.585	0.0725	0.0041	1.7416	0.0062	0.1743	0.0046	0.7476	995	57	1035	14	1024	3	-1
N2-5	1.03	0.1935	0.0036	14.4539	0.0057	0.5420	0.0044	0.7708	2770	15	2791	14	2779	2	0
N2-6	0.725	0.0714	0.0031	1.6335	0.0050	0.1660	0.0039	0.7798	965	44	990	12	983	2	0
N2-7	1.203	0.1163	0.0038	5.3534	0.0056	0.3340	0.0041	0.7317	1895	29	1857	13	1877	2	1
N2-8	0.654	0.1683	0.0034	10.2289	0.0052	0.4410	0.0039	0.7559	2540	17	2355	12	2455	2	4
N2-9	0.409	0.1698	0.0040	11.3263	0.0058	0.4840	0.0042	0.7297	2550	19	2544	13	2550	2	0
N2-10	0.648	0.1760	0.0040	12.6616	0.0060	0.5220	0.0045	0.7476	2610	18	2707	14	2654	3	-1

Табл. 2. Результаты LA-ICP-MS U-Pb исследования детритовых цирконов из песчаников ванаварской и оскобинской свит скважины Юр-92

№	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн. лет						D, %
		207Pb/206Pb	1σ abs	207Pb/235U	1σ abs	206Pb/238U	1σ abs		207Pb/206Pb	1σ	206Pb/238U	1σ	207Pb/235U	1σ	
N2-11	0.604	0.1727	0.0029	11.8054	0.0046	0.4960	0.0036	0.7810	2580	14	2596	11	2589	2	0
N2-12	0.597	0.1282	0.0034	7.1026	0.0052	0.4020	0.0040	0.7678	2070	23	2178	12	2124	2	-2
N2-13	1.206	0.1675	0.0032	12.0501	0.0057	0.5220	0.0047	0.8242	2530	16	2707	15	2608	2	-3
N2-14	0.601	0.0695	0.0039	1.5574	0.0060	0.1626	0.0045	0.7598	910	57	971	14	953	3	-1
N2-15	0.542	0.1240	0.0035	6.6478	0.0054	0.3890	0.0041	0.7661	2010	24	2118	13	2065	2	-2
N2-16	0.352	0.0715	0.0035	1.6289	0.0059	0.1653	0.0048	0.8074	970	49	986	15	981	3	0
N2-17	0.777	0.1155	0.0029	5.3166	0.0050	0.3340	0.0041	0.8206	1885	22	1857	13	1871	2	0
N2-18	0.609	0.1890	0.0038	13.7531	0.0058	0.5280	0.0043	0.7449	2730	16	2733	13	2732	2	0
N2-19	0.72	0.1312	0.0036	6.9795	0.0056	0.3860	0.0044	0.7742	2110	23	2104	14	2108	2	0
N2-20	1.096	0.2010	0.0031	15.3743	0.0050	0.5550	0.0040	0.7922	2830	12	2845	12	2838	2	0
N2-21	0.708	0.1185	0.0038	5.6343	0.0056	0.3450	0.0040	0.7220	1930	29	1910	12	1921	2	0
N2-22	0.726	0.1680	0.0029	11.2063	0.0050	0.4840	0.0040	0.8164	2535	14	2544	13	2540	2	0
N2-23	0.654	0.0726	0.0037	1.2617	0.0052	0.1261	0.0037	0.7037	1000	52	765	11	828	2	8
N2-24	0.976	0.1685	0.0029	11.8898	0.0047	0.5120	0.0037	0.7871	2540	14	2665	11	2595	2	-2
N2-25	1.385	0.1736	0.0029	12.6804	0.0050	0.5300	0.0041	0.8130	2590	14	2741	13	2656	2	-3
N2-26	0.629	0.1024	0.0034	4.3467	0.0055	0.3080	0.0044	0.7921	1665	30	1730	14	1702	2	-1
N2-27	0.989	0.1179	0.0030	5.1021	0.0050	0.3140	0.0040	0.8051	1920	22	1760	13	1836	2	4
N2-28	1.064	0.1296	0.0036	6.9659	0.0060	0.3900	0.0048	0.7987	2090	24	2122	15	2107	3	0
N2-29	0.773	0.1168	0.0032	5.7145	0.0051	0.3550	0.0039	0.7714	1905	24	1958	12	1933	2	-1
N2-30	0.495	0.1277	0.0040	7.0221	0.0056	0.3990	0.0038	0.6872	2065	27	2164	12	2114	2	-2
N2-31	1.321	0.0700	0.0029	1.3265	0.0047	0.1375	0.0037	0.7838	925	42	830	11	857	2	3
N2-32	1.377	0.1183	0.0037	5.6411	0.0058	0.3460	0.0045	0.7743	1925	28	1915	14	1922	2	0
N2-33	0.588	0.1661	0.0035	11.9036	0.0056	0.5200	0.0043	0.7766	2515	17	2699	13	2596	2	-3
N2-34	0.83	0.1187	0.0030	4.6345	0.0050	0.2833	0.0040	0.7964	1935	22	1607	12	1755	2	9
N2-35	0.697	0.1164	0.0031	5.2137	0.0050	0.3250	0.0039	0.7865	1900	23	1814	12	1854	2	2
N2-36	1.157	0.1274	0.0037	6.1629	0.0056	0.3510	0.0042	0.7470	2060	25	1939	13	1999	2	3
N2-37	0.937	0.1238	0.0038	5.5451	0.0055	0.3250	0.0039	0.7147	2010	27	1814	12	1907	2	5
N2-38	0.852	0.1668	0.0030	10.2297	0.0051	0.4450	0.0041	0.8090	2525	15	2372	13	2455	2	3
N2-39	0.407	0.1700	0.0026	11.0351	0.0046	0.4710	0.0038	0.8214	2555	12	2487	12	2526	2	1
N2-40	0.895	0.1716	0.0028	11.5173	0.0046	0.4870	0.0037	0.8002	2570	13	2557	11	2565	2	0
N2-41	0.359	0.1830	0.0028	13.1904	0.0046	0.5230	0.0037	0.7931	2675	12	2711	11	2693	2	0
N2-42	0.998	0.1240	0.0034	6.7503	0.0056	0.3950	0.0045	0.8009	2010	24	2145	14	2079	2	-3
N2-43	1.17	0.1612	0.0027	9.3530	0.0047	0.4210	0.0039	0.8176	2465	14	2265	12	2373	2	4
N2-44	0.996	0.1246	0.0031	6.5082	0.0054	0.3790	0.0044	0.8167	2020	22	2071	14	2047	2	-1
N2-45	0.541	0.0854	0.0039	2.5517	0.0057	0.2168	0.0042	0.7312	1320	44	1264	13	1286	2	1
N2-46	0.363	0.1249	0.0036	5.7321	0.0055	0.3330	0.0041	0.7545	2025	25	1852	13	1936	2	4
N2-47	0.488	0.1168	0.0031	5.7950	0.0048	0.3600	0.0037	0.7646	1905	23	1982	11	1945	2	-1
N2-48	0.561	0.1715	0.0029	11.7706	0.0048	0.4980	0.0038	0.7920	2570	14	2605	12	2586	2	0
N2-49	0.756	0.0747	0.0040	1.6132	0.0055	0.1567	0.0038	0.6898	1055	54	938	12	975	2	3
N2-50	1.053	0.1170	0.0041	4.8535	0.0065	0.3010	0.0051	0.7742	1910	31	1696	16	1794	3	5
N2-51	0.486	0.1721	0.0030	11.4560	0.0049	0.4830	0.0039	0.7886	2575	14	2540	12	2561	2	0
N2-52	0.506	0.1179	0.0027	5.8983	0.0047	0.3630	0.0039	0.8241	1920	20	1996	12	1960	2	-1
N2-53	1.252	0.1149	0.0063	4.8931	0.0091	0.3090	0.0065	0.7182	1875	49	1735	21	1801	4	3
N2-55	2.273	0.1508	0.0051	9.7472	0.0082	0.4690	0.0065	0.7871	2350	28	2479	20	2411	4	-2
N2-56	0.814	0.1152	0.0042	5.0646	0.0071	0.3190	0.0057	0.8065	1880	32	1784	18	1830	3	2

Табл. 2. Результаты LA-ICP-MS U-Pb исследования детритовых цирконов из песчаников ванаварской и оскобинской свит скважины Юр-92

№	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн. лет						D, %
		207Pb/206Pb	1σ abs	207Pb/235U	1σ abs	206Pb/238U	1σ abs		207Pb/206Pb	1σ	206Pb/238U	1σ	207Pb/235U	1σ	
N2-57	0.805	0.1689	0.0041	10.8706	0.0062	0.4670	0.0046	0.7431	2545	20	2470	14	2512	3	1
N2-58	2.016	0.0666	0.0043	1.2593	0.0066	0.1372	0.0050	0.7556	820	67	828	16	827	3	0
N2-59	0.979	0.0711	0.0061	1.4257	0.0088	0.1455	0.0063	0.7186	955	88	875	20	899	4	2
N2-60	0.939	0.1105	0.0051	5.1321	0.0072	0.3370	0.0051	0.7116	1805	41	1872	16	1841	3	-1
N2-61	1.546	0.1843	0.0047	13.0301	0.0069	0.5130	0.0050	0.7255	2690	21	2669	16	2681	3	0
N2-62	0.782	0.2286	0.0044	18.0840	0.0067	0.5740	0.0052	0.7633	3040	15	2924	16	2994	3	2
N2-63	1.416	0.1298	0.0050	5.9212	0.0070	0.3310	0.0049	0.7057	2090	33	1843	15	1964	3	6
N2-64	0.978	0.0740	0.0054	1.7756	0.0074	0.1741	0.0052	0.6927	1040	73	1034	16	1036	3	0
N2-65	0.841	0.1830	0.0048	13.7201	0.0076	0.5440	0.0060	0.7823	2675	21	2800	19	2730	3	-2
N2-66	2.174	0.1140	0.0055	5.3732	0.0077	0.3420	0.0054	0.6958	1860	43	1896	17	1880	3	0
N2-67	1.041	0.1632	0.0044	10.8411	0.0069	0.4820	0.0053	0.7681	2485	22	2535	17	2509	3	-1
N2-68	0.578	0.0672	0.0041	1.3725	0.0063	0.1482	0.0048	0.7546	840	64	890	15	877	3	-1
N2-69	1.675	0.1078	0.0049	4.2193	0.0070	0.2840	0.0050	0.7144	1760	41	1611	16	1677	3	4
N2-70	0.876	0.1094	0.0055	5.0810	0.0077	0.3370	0.0054	0.7038	1785	45	1872	17	1832	3	-2
N2-71	0.865	0.1171	0.0042	5.7130	0.0065	0.3540	0.0049	0.7581	1910	32	1953	15	1933	3	-1
N2-72	0.861	0.1099	0.0040	5.5738	0.0064	0.3680	0.0050	0.7775	1795	33	2019	16	1912	3	-5
N2-74	1.29	0.1135	0.0043	5.2089	0.0068	0.3330	0.0052	0.7675	1855	34	1852	16	1854	3	0
N2-75	0.885	0.1216	0.0047	6.2342	0.0072	0.3720	0.0055	0.7575	1975	34	2038	17	2009	3	-1
N2-76	1.038	0.1214	0.0054	6.7594	0.0083	0.4040	0.0063	0.7548	1975	39	2187	20	2080	4	-4
N2-77	0.405	0.1149	0.0049	5.3207	0.0075	0.3360	0.0057	0.7614	1875	38	1867	18	1872	3	0
N2-78	0.753	0.1752	0.0047	12.8455	0.0070	0.5320	0.0052	0.7380	2605	22	2749	16	2668	3	-2
N2-79	0.376	0.1777	0.0039	14.1064	0.0062	0.5760	0.0048	0.7756	2630	18	2932	15	2756	3	-5
N2-80	0.549	0.1220	0.0049	6.2715	0.0081	0.3730	0.0065	0.8015	1980	35	2043	20	2014	4	-1
N2-81	0.404	0.1645	0.0047	11.5849	0.0070	0.5110	0.0052	0.7432	2500	23	2660	16	2571	3	-3
N2-82	0.424	0.1269	0.0050	6.7333	0.0067	0.3850	0.0045	0.6722	2050	34	2099	14	2077	3	-1
N2-83	0.625	0.1246	0.0055	6.2163	0.0075	0.3620	0.0051	0.6800	2020	38	1991	16	2006	3	0
N2-84	0.555	0.1152	0.0050	5.6680	0.0070	0.3570	0.0049	0.7001	1880	38	1967	15	1926	3	-2
N2-85	0.513	0.1671	0.0052	11.5377	0.0074	0.5010	0.0053	0.7139	2525	26	2618	17	2567	3	-1
N2-86	0.541	0.1155	0.0049	5.6031	0.0071	0.3520	0.0052	0.7309	1885	37	1944	16	1916	3	-1
N2-87	0.431	0.0861	0.0053	3.0971	0.0076	0.2610	0.0055	0.7159	1335	59	1494	17	1431	3	-4
N2-88	1.002	0.1748	0.0055	10.9853	0.0080	0.4560	0.0058	0.7269	2600	26	2421	18	2521	4	4
N2-89	1.364	0.1113	0.0052	5.2460	0.0071	0.3420	0.0048	0.6758	1815	42	1896	15	1860	3	-1
N2-90	0.538	0.1059	0.0050	4.9915	0.0071	0.3420	0.0051	0.7113	1725	43	1896	16	1817	3	-4
N2-91	0.771	0.1026	0.0053	4.9208	0.0076	0.3480	0.0056	0.7257	1670	47	1925	17	1805	3	-6
N2-93	0.984	0.1127	0.0050	5.6381	0.0071	0.3630	0.0051	0.7125	1840	40	1996	16	1921	3	-3
N2-94	1.511	0.0815	0.0051	2.5272	0.0072	0.2250	0.0050	0.6973	1230	61	1308	16	1279	3	-2
N2-95	0.372	0.2250	0.0054	15.7836	0.0081	0.5090	0.0060	0.7405	3015	19	2652	19	2863	4	7
N2-96	1.88	0.1768	0.0049	11.4034	0.0071	0.4680	0.0052	0.7325	2620	22	2474	16	2556	3	3
N2-97	0.801	0.1169	0.0047	4.6399	0.0071	0.2880	0.0053	0.7466	1905	36	1631	17	1756	3	7
N2-99	0.81	0.1694	0.0047	11.0428	0.0068	0.4730	0.0050	0.7295	2550	23	2496	16	2526	3	1
N2-100	0.732	0.1265	0.0050	6.6249	0.0073	0.3800	0.0054	0.7309	2045	35	2076	17	2062	3	0
N2-101	0.781	0.1760	0.0058	11.4731	0.0089	0.4730	0.0068	0.7644	2610	27	2496	22	2562	4	2
N2-105	0.34	0.1176	0.0048	5.5429	0.0074	0.3420	0.0056	0.7630	1915	36	1896	18	1907	3	0
N2-106	0.653	0.0743	0.0048	1.4295	0.0071	0.1396	0.0053	0.7372	1045	65	842	16	901	3	6
N2-107	1.621	0.1970	0.0072	14.0095	0.0112	0.5160	0.0086	0.7673	2800	29	2682	27	2750	5	2

Табл. 2. Результаты LA-ICP-MS U-Pb исследования детритовых цирконов из песчаников ванаварской и оскобинской свит скважины Юр-92

№	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн. лет						D, %
		207Pb/206Pb	1σ abs	207Pb/235U	1σ abs	206Pb/238U	1σ abs		207Pb/206Pb	1σ	206Pb/238U	1σ	207Pb/235U	1σ	
Ванаварская свита															
N3-1	1.046	0.1200	0.0038	5.7387	0.0059	0.3470	0.0045	0.7642	1955	28	1920	14	1937	2	0
N3-2	0.508	0.1247	0.0031	6.2213	0.0051	0.3620	0.0041	0.8026	2020	21	1991	13	2007	2	0
N3-3	0.711	0.1131	0.0033	5.3932	0.0056	0.3460	0.0045	0.8113	1845	26	1915	14	1883	2	-1
N3-4	0.792	0.1124	0.0033	5.3598	0.0052	0.3460	0.0040	0.7744	1835	26	1915	12	1878	2	-1
N3-5	0.845	0.1165	0.0033	5.3466	0.0057	0.3330	0.0047	0.8134	1900	25	1852	15	1876	2	1
N3-6	1.379	0.1135	0.0032	5.2871	0.0052	0.3380	0.0041	0.7826	1855	25	1877	13	1866	2	0
N3-7	0.664	0.1198	0.0033	5.8448	0.0052	0.3540	0.0039	0.7638	1950	24	1953	12	1953	2	0
N3-8	0.263	0.1131	0.0031	5.4088	0.0050	0.3470	0.0040	0.7915	1845	24	1920	12	1886	2	-1
N3-9	0.504	0.1220	0.0036	6.3220	0.0054	0.3760	0.0040	0.7442	1980	26	2057	12	2021	2	-1
N3-10	1.368	0.1467	0.0032	8.8150	0.0054	0.4360	0.0044	0.8110	2305	18	2332	14	2319	2	0
N3-11	1.106	0.1149	0.0033	5.0990	0.0054	0.3220	0.0042	0.7894	1875	25	1799	13	1835	2	2
N3-13	1.862	0.1143	0.0030	5.1984	0.0051	0.3300	0.0042	0.8129	1865	23	1838	13	1852	2	0
N3-14	0.812	0.1134	0.0035	5.1887	0.0052	0.3320	0.0039	0.7420	1850	27	1848	12	1850	2	0
N3-15	0.822	0.1199	0.0032	5.7174	0.0052	0.3460	0.0040	0.7770	1950	24	1915	12	1934	2	0
N3-16	1.538	0.1180	0.0034	5.4154	0.0051	0.3330	0.0039	0.7532	1925	25	1852	12	1887	2	1
N3-17	0.803	0.1863	0.0032	13.9161	0.0055	0.5420	0.0045	0.8192	2705	14	2791	14	2744	2	-1
N3-18	0.664	0.1146	0.0027	5.2120	0.0047	0.3300	0.0039	0.8192	1870	21	1838	12	1854	2	0
N3-19	0.891	0.1406	0.0035	7.0727	0.0054	0.3650	0.0041	0.7604	2230	21	2005	13	2120	2	5
N3-20	0.572	0.1568	0.0032	9.8541	0.0054	0.4560	0.0044	0.8138	2420	17	2421	14	2421	2	0
N3-21	0.613	0.1219	0.0028	5.9640	0.0046	0.3550	0.0037	0.7955	1980	20	1958	11	1970	2	0
N3-22	1.019	0.1689	0.0028	10.8240	0.0047	0.4650	0.0038	0.8001	2545	14	2461	12	2508	2	1
N3-23	0.608	0.1157	0.0033	5.4534	0.0052	0.3420	0.0040	0.7774	1885	25	1896	13	1893	2	0
N3-24	0.891	0.1146	0.0031	5.1330	0.0050	0.3250	0.0039	0.7823	1870	24	1814	12	1841	2	1
N3-25	0.541	0.1244	0.0035	5.8463	0.0052	0.3410	0.0038	0.7331	2015	25	1891	12	1953	2	3
N3-26	0.469	0.1125	0.0030	5.2250	0.0051	0.3370	0.0041	0.8045	1835	24	1872	13	1856	2	0
N3-27	0.747	0.1086	0.0027	4.9990	0.0045	0.3340	0.0036	0.8022	1775	22	1857	11	1819	2	-2
N3-28	0.773	0.1266	0.0030	5.8799	0.0051	0.3370	0.0041	0.8046	2050	21	1872	13	1958	2	4
N3-29	0.649	0.1157	0.0033	5.3258	0.0051	0.3340	0.0039	0.7626	1885	25	1857	12	1873	2	0
N3-30	1.274	0.1144	0.0030	5.2187	0.0049	0.3310	0.0039	0.7939	1865	23	1843	12	1855	2	0
N3-31	1.05	0.1720	0.0070	11.4731	0.0103	0.4840	0.0075	0.7289	2575	34	2544	24	2562	5	0
N3-32	1.98	0.1308	0.0069	6.3093	0.0094	0.3500	0.0064	0.6792	2105	46	1934	20	2019	4	4
N3-33	0.5	0.1295	0.0065	7.1747	0.0094	0.4020	0.0068	0.7231	2090	44	2178	21	2133	4	-2
N3-34	0.197	0.1149	0.0053	5.6532	0.0076	0.3570	0.0054	0.7136	1875	41	1967	17	1924	3	-2
N3-35	0.463	0.1107	0.0063	5.3855	0.0089	0.3530	0.0063	0.7071	1810	51	1948	20	1882	4	-3
N3-36	0.565	0.1690	0.0066	12.2745	0.0097	0.5270	0.0071	0.7328	2545	32	2728	22	2625	4	-3
N3-37	1.374	0.1245	0.0065	5.4220	0.0091	0.3160	0.0064	0.7019	2020	46	1770	20	1888	4	6
N3-38	1.631	0.1185	0.0061	5.5200	0.0085	0.3380	0.0060	0.7028	1930	45	1877	19	1903	4	1
N3-39	0.452	0.1247	0.0053	6.2900	0.0083	0.3660	0.0064	0.7679	2020	37	2010	20	2017	4	0
N3-40	0.57	0.1294	0.0066	6.7946	0.0092	0.3810	0.0064	0.6967	2085	44	2080	20	2085	4	0
N3-41	0.351	0.1930	0.0058	14.1506	0.0087	0.5320	0.0065	0.7453	2765	24	2749	20	2759	4	0
N3-42	0.524	0.1675	0.0057	11.5192	0.0081	0.4990	0.0057	0.7071	2530	28	2609	18	2566	4	-1
N3-43	0.526	0.1229	0.0066	4.9967	0.0090	0.2950	0.0062	0.6845	1995	47	1666	19	1818	4	9
N3-44	0.946	0.1770	0.0057	12.1969	0.0084	0.5000	0.0061	0.7274	2620	27	2613	19	2619	4	0
N3-45	0.769	0.1148	0.0049	5.2211	0.0076	0.3300	0.0058	0.7666	1875	38	1838	18	1856	3	0

Табл. 2. Результаты LA-ICP-MS U-Pb исследования детритовых цирконов из песчаников ванаварской и оскобинской свит скважины Юр-92

№	Th/U	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн. лет						D, %
		207Pb/206Pb	1σ abs	207Pb/235U	1σ abs	206Pb/238U	1σ abs		207Pb/206Pb	1σ	206Pb/238U	1σ	207Pb/235U	1σ	
N3-46	0.255	0.1770	0.0057	12.6360	0.0091	0.5180	0.0070	0.7743	2620	27	2690	22	2652	4	-1
N3-47	0.41	0.1170	0.0065	5.9984	0.0100	0.3720	0.0076	0.7603	1910	49	2038	24	1975	5	-3
N3-48	0.442	0.1203	0.0066	6.1842	0.0097	0.3730	0.0070	0.7274	1955	49	2043	22	2002	4	-2
N3-49	0.439	0.1254	0.0069	5.8069	0.0100	0.3360	0.0072	0.7211	2030	49	1867	23	1947	5	4
N3-50	1.02	0.1164	0.0047	4.9730	0.0070	0.3100	0.0053	0.7482	1900	36	1740	16	1814	3	4
N3-51	0.351	0.1172	0.0068	5.8148	0.0096	0.3600	0.0067	0.7033	1910	52	1982	21	1948	4	-1
N3-52	0.717	0.1194	0.0068	5.4138	0.0098	0.3290	0.0071	0.7217	1945	50	1833	22	1887	4	2
N3-53	0.665	0.1153	0.0063	5.4186	0.0095	0.3410	0.0071	0.7471	1880	49	1891	22	1887	4	0
N3-54	0.697	0.1163	0.0049	5.4656	0.0075	0.3410	0.0057	0.7549	1895	38	1891	18	1895	3	0
N3-55	0.604	0.1132	0.0044	5.0235	0.0060	0.3220	0.0042	0.6905	1850	34	1799	13	1823	3	1
N3-56	0.35	0.1223	0.0056	5.8150	0.0087	0.3450	0.0067	0.7710	1985	40	1910	21	1948	4	1
N3-57	0.727	0.1336	0.0064	7.1809	0.0095	0.3900	0.0070	0.7357	2145	42	2122	22	2134	4	0
N3-58	0.575	0.1152	0.0050	5.8108	0.0073	0.3660	0.0053	0.7291	1880	38	2010	17	1948	3	-3
N3-59	0.535	0.1198	0.0051	5.9108	0.0074	0.3580	0.0054	0.7266	1950	38	1972	17	1962	3	0
N3-60	0.926	0.1750	0.0064	11.6008	0.0088	0.4810	0.0061	0.6926	2605	30	2531	19	2572	4	1
N3-61	0.799	0.1314	0.0059	7.4429	0.0084	0.4110	0.0059	0.7059	2115	39	2219	19	2166	4	-2
N3-62	1.441	0.1308	0.0051	7.2287	0.0071	0.4010	0.0048	0.6854	2105	34	2173	15	2140	3	-1
N3-63	1.534	0.1100	0.0049	4.7299	0.0076	0.3120	0.0059	0.7655	1795	40	1750	18	1772	3	1
N3-64	1.812	0.1148	0.0065	5.1578	0.0088	0.3260	0.0059	0.6716	1875	51	1818	19	1845	4	1
N3-66	0.88	0.1782	0.0050	12.1568	0.0081	0.4950	0.0063	0.7830	2635	23	2592	20	2616	4	0
N3-68	1.531	0.1798	0.0054	11.5225	0.0080	0.4650	0.0059	0.7386	2650	24	2461	18	2566	4	4
N3-69	0.403	0.1177	0.0056	5.4179	0.0081	0.3340	0.0058	0.7172	1920	42	1857	18	1887	4	1
N3-70	2.309	0.1657	0.0042	10.3677	0.0061	0.4540	0.0045	0.7352	2510	21	2413	14	2468	3	2
N3-73	0.835	0.1159	0.0060	5.6705	0.0091	0.3550	0.0068	0.7541	1890	46	1958	22	1926	4	-1
N3-74	0.788	0.1860	0.0071	12.6120	0.0099	0.4920	0.0070	0.7032	2705	31	2579	22	2651	5	2
N3-75	0.762	0.1377	0.0064	6.9268	0.0092	0.3650	0.0067	0.7207	2195	40	2005	21	2102	4	4
N3-76	1.534	0.1176	0.0063	5.0567	0.0093	0.3120	0.0068	0.7345	1915	48	1750	21	1828	4	4
N3-77	0.169	0.1145	0.0052	5.3495	0.0079	0.3390	0.0060	0.7571	1870	40	1881	19	1876	4	0
N3-78	0.951	0.1197	0.0055	5.7244	0.0076	0.3470	0.0053	0.6913	1950	41	1920	17	1935	3	0
N3-79	2.114	0.1870	0.0060	12.3448	0.0087	0.4790	0.0063	0.7283	2715	26	2522	20	2630	4	4
N3-80	0.463	0.1172	0.0054	5.2495	0.0085	0.3250	0.0065	0.7720	1910	41	1814	21	1860	4	2
N3-81	1.302	0.1139	0.0053	5.2587	0.0074	0.3350	0.0052	0.7001	1860	41	1862	16	1862	3	0
N3-82	0.476	0.1146	0.0048	5.5279	0.0071	0.3500	0.0052	0.7361	1870	37	1934	16	1904	3	-1
N3-83	1.575	0.1675	0.0055	10.3880	0.0082	0.4500	0.0061	0.7403	2530	27	2395	19	2469	4	3
N3-84	0.748	0.1133	0.0056	5.1997	0.0090	0.3330	0.0070	0.7772	1850	45	1852	22	1852	4	0
N3-85	0.663	0.1221	0.0076	5.8560	0.0101	0.3480	0.0067	0.6604	1985	55	1925	21	1954	5	1
N3-86	1.603	0.1117	0.0036	4.6675	0.0049	0.3032	0.0033	0.6712	1825	29	1707	10	1761	2	3
N3-87	0.901	0.1150	0.0050	5.5155	0.0079	0.3480	0.0061	0.7760	1875	39	1925	19	1903	4	-1
N3-88	1.326	0.1187	0.0061	5.7747	0.0084	0.3530	0.0058	0.6882	1935	45	1948	18	1942	4	0
N3-89	1.119	0.1204	0.0052	5.5422	0.0078	0.3340	0.0058	0.7403	1960	38	1857	18	1907	3	2
N3-90	1.988	0.1227	0.0063	5.6988	0.0085	0.3370	0.0057	0.6741	1995	45	1872	18	1931	4	3
N3-91	0.654	0.1680	0.0060	11.6693	0.0085	0.5040	0.0060	0.7071	2535	30	2630	19	2578	4	-2
N3-92	0.999	0.1147	0.0064	5.4220	0.0091	0.3430	0.0065	0.7098	1870	50	1901	20	1888	4	0
N3-93	0.741	0.1171	0.0075	5.7453	0.0099	0.3560	0.0065	0.6573	1910	57	1963	21	1938	5	-1
N3-94	0.356	0.1277	0.0060	6.6174	0.0083	0.3760	0.0057	0.6850	2065	41	2057	18	2061	4	0

Табл. 2. Результаты LA-ICP-MS U-Pb исследования детритовых цирконов из песчаников ванаварской и оскобинской свит скважины Юр-92

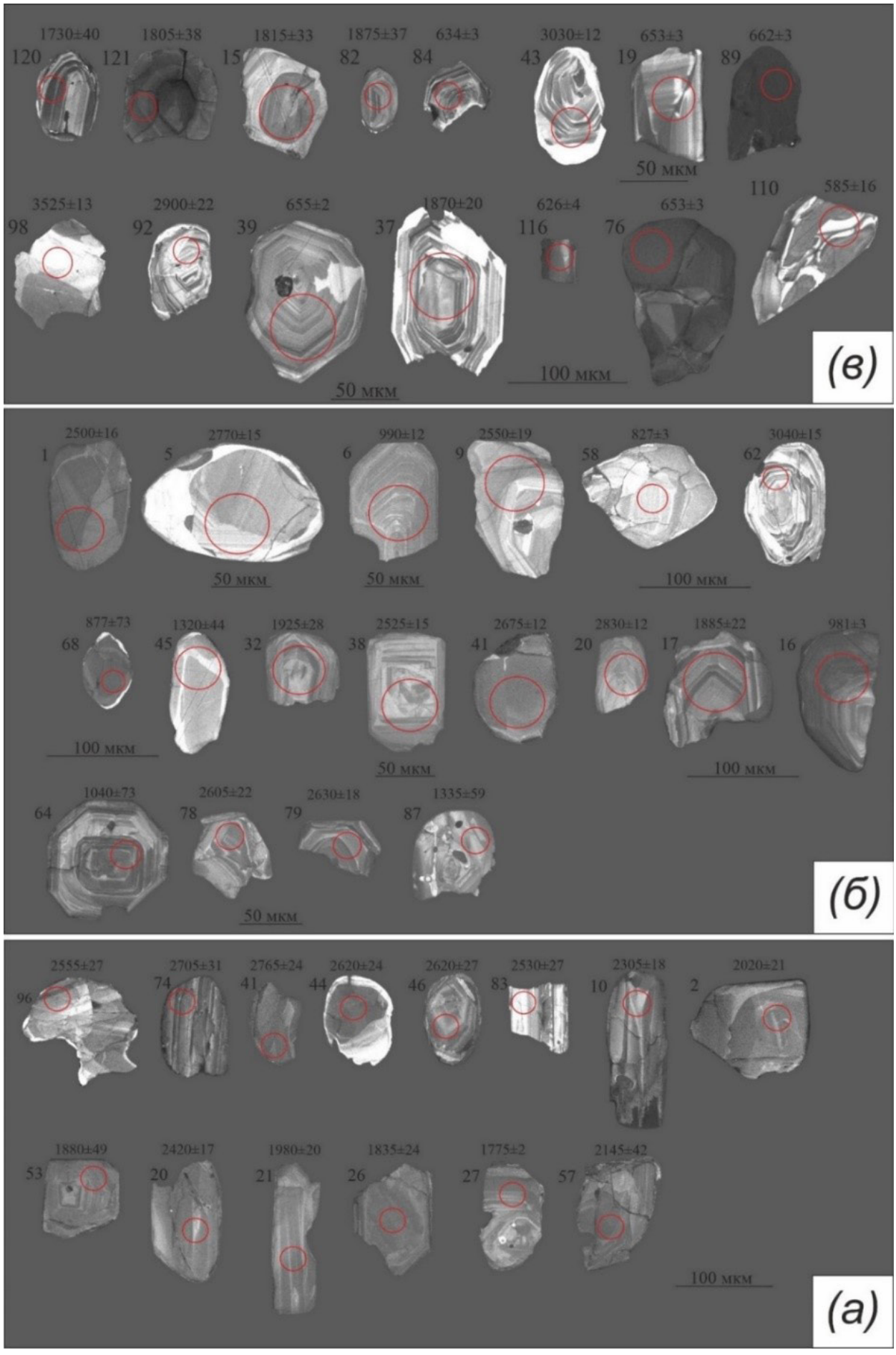


Рис. 8. Морфология и строение зерен цирконов в режиме катодолюминесценции с расположение лазерного кратера (красный круг): (а) – ванаварская свита; (б) – нижняя пачка оскобинской свиты; (в) – средняя пачка оскобинской свиты

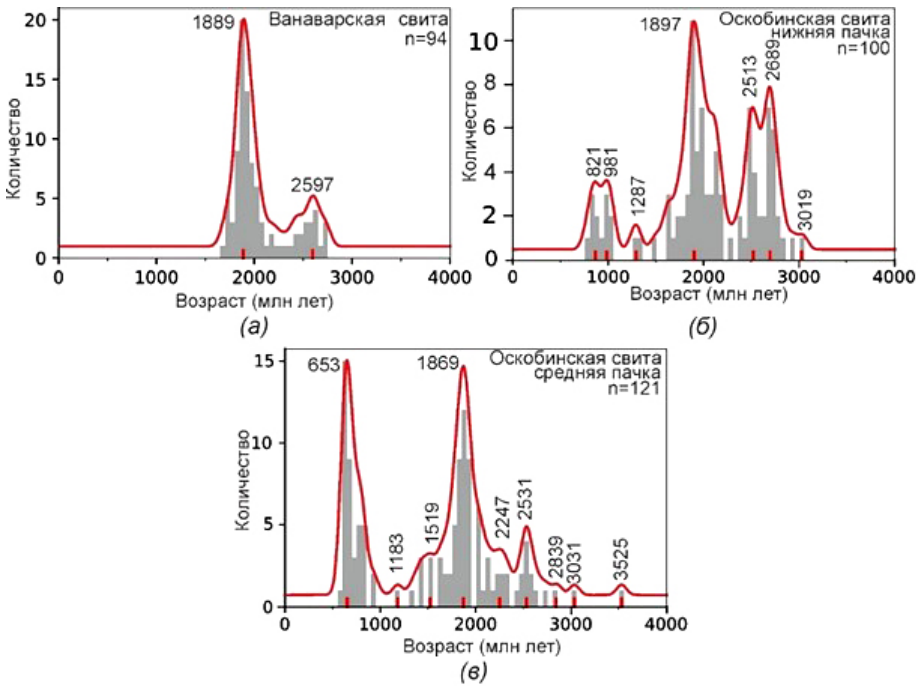


Рис. 9. Гистограммы относительной вероятности возраста детритовых цирконов из терригенных пород ванаварской и оскобинской свит: а) – ванаварская свита; (б) – нижняя пачка оскобинской свиты; (в) – средняя пачка оскобинской свиты

Обсуждение результатов

Проведенные петрографические, литогеохимические и U-Pb геохронологические исследования терригенных пород ванаварской и оскобинской свит Камовского свода Байкитской антеклизы, несмотря на определенные сходства петрографических характеристик, позволили выявить определенные различия в их литогеохимических составах, а также в возрасте детритовых цирконов.

Так, терригенные породы ванаварской свиты характеризуются средней и хорошей степенью сортировки и окатанности обломочного материала. Эти породы обнаруживают преимущественно полевошпат-кварцевый состав и соответствуют аркозам. Набор акцессорных минералов в совокупности с составом обломков пород свидетельствует о преобладании в области источника магматических и метаморфических пород кислого состава. Нормированные на хондрит спектры распределения редкоземельных элементов, построенные для изученных песчаников ванаварской свиты, обнаруживают фракционированные спектры распределения РЗЭ, обогащение легкими лантаноидами, а также фиксируют как наличие слабой отрицательной европиевой аномалии, так и положительную европиевую аномалию, что свидетельствует о смешанном составе пород в области источника (Rollinson, 1994).

Изученные терригенные породы нижней и средней пачек оскобинской свиты характеризуются средней и хорошей степенью сортировки и окатанности обломочного материала. Эти породы обнаруживают преимущественно полевошпат-кварцевый состав. Набор акцессорных минералов, наряду с составом обломков пород, свидетельствует о смешанном составе пород в области источника. Нормированные на хондрит спектры распределения редкоземельных элементов, построенные для изученных песчаников оскобинской свиты, обнаруживают фракционированные спектры распределения РЗЭ, обогащение легкими лантаноидами. Для пород нижней пачки оскобинской свиты отмечается наличие отрицательной европиевой аномалии на спектрах РЗЭ, в то время как песчаники средней пачки оскобинской свиты обнаруживают отсутствие европиевой аномалии, что подтверждает вывод о смешанном составе пород в области их источника.

Рассчитанные значения индекса химического выветривания (CIA) (Nesbitt, Young, 1982) и индекс химического состава (ICV) (Cox, Lowe, 1995), которые обычно используются для оценки степени зрелости и химического изменения пород в источнике обломочного материала для ванаварской (CIA = 60.31–72.27; ICV = 0.57–0.97) и средней пачки оскобинской свиты (CIA = 53.18–65.68; ICV = 0.71–1.05) перекрываются между собой и на диаграмме CIA – ICV (рис. 10) располагаются в поле зрелых, слабо выветренных пород. Для терригенных пород нижней пачки оскобинской свиты отмечаются пониженные значения CIA (22.73–35.91) и высокие значения ICV (2.13–3.26), на диаграмме CIA-ICV (рис. 10) их фигуративные точки попадают в поле незрелых, слабо выветренных пород. Что подтверждает выводы о различных источниках сноса в бассейны седиментации этих пород.

На основании литогеохимических данных были предложены критерии, позволяющие идентифицировать рассматриваемые стратиграфические подразделения. Медианное значение CIA для пород нижней пачки оскобинской свиты составляет 26.6, а для средней пачки и ванаварской свит – 58.0 и 62.6 соответственно. Индикатор ICV демонстрирует высокое значение медианы для пород нижней пачки 2.48, по сравнению с породами средней пачки (0.9) и ванаварской свиты (0.89).

По медианным значениям Eu/Eu* исследуемые породы хорошо дифференцируются в разрезе: ванаварская свита (2.1), средняя (0.75) и нижняя (0.58) пачки оскобинской

свиты. (La/Yb)n демонстрирует поступательное уменьшение медианных значений в ряду ванаварская свита (10.87) – нижняя пачка (8.81) – средняя пачка (6.02) оскобинской свиты.

U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из песчаника ванаварской свиты, а также из алевропесчаников нижней и средней пачек оскобинской свиты также демонстрируют определенные отличия. А именно, детритовые цирконы из песчаника ванаварской свиты обнаруживают преимущественно архейские и раннепротерозойские оценки возраста детритовых цирконов. Для песчаников вышележащей нижней пачки оскобинской свиты, наряду с обильными популяциями детритовых цирконов архейского и раннепротерозойского возраста, характерно наличие детритовых цирконов ранне- и позднерифейского возраста. В средней пачке оскобинской свиты наблюдается меньшее количество определений архейского возраста, обильная популяция детритовых цирконов, соответствующая раннему протерозою и рифею, а также одно зерно вендского возраста (рис. 11).

Совокупность новых данных о вещественном составе и U-Pb (LA-ICP-MS) возрасте детритовых цирконов из терригенных пород ванаварской свиты непского горизонта и оскобинской свиты тирского горизонта позволяют предположить, что седиментация ванаварской свиты происходила на пассивной континентальной окраине Сибирской платформы, за счет разрушения магматических и метаморфических пород, слагающих фундамент южной окраины Сибирской платформы (Rojas-Agramonte et al., 2011). При этом наибольшее количество детритовых цирконов соответствует возрасту пород раннепротерозойского Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса (Donskaya, 2020; Donskaya, Gladkochub, 2021). Популяция детритовых цирконов архейского возраста может быть связана с гранитоидами Юрубченского массива фундамента Камовского свода Байкитской антеклизы, U-Pb возраст которых составляет 2562 ±16 млн лет (Самсонов и др., 2021). Кроме того, в качестве возможного источника обломочного материла для терригенных пород ванаварской свиты, могут рассматриваться песчаники камовской серии рифея, для которых характерна значительная популяция детритовых цирконов архейского возраста (Зайцева и др., 2022). Косвенно, на присутствие в песчаниках ванаварской свиты продуктов переотложения более древних осадочных пород камовской серии могут указывать обломки глинистых пород, диагностированные при петрографических исследованиях.

В сравнении с результатами U-Pb исследований детритовых цирконов из одновозрастных терригенных пород, распространенных на юге Непско-Ботуобинской антеклизы и представленных непской свитой непского регионального горизонта (Мотова и др., 2022), в приведённых в данной работе результатах U-Pb исследований возраста детритовых цирконов в породах ванаварской свиты отсутствуют детритовые цирконы позднепротерозойского возраста. Описанное может говорить как о более раннем накоплении пород ванавраской свиты Байкитской антеклизы, так и о том, что в непское время террейны и островные дуги, в настоящее время входящие в состав северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, располагались ближе к южной периферии района Непско-Ботуобинской антеклизы, чем к юго-западной части Байкитской антеклизы.

Возраст детритовых цирконов из терригенных пород нижней и средней пачек оскобинской свиты тирского регионального стратиграфического горизонта демонстрирует наличие как архей-раннепротерозойских детритовых цирконов, соответствующих возрасту пород фундамента южной окраины Сибирской платформы (Rojas-Agramonte et al., 2011), так и позднепротерозойских популяций, сопоставимых с возрастом террейнов и островных дуг, в настоящее время входящих в структуру северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (Donskaya et al., 2017), либо с возрастом пород Восточно-Ангарского блока Енисейского кряжа (Прияткина и др., 2019). Предполагается, что породы оскобинской свиты накапливались в периферийном форландовом бассейне, формирование которого связано с вендскими аккреционно-коллизионных событиями, сопровождавшими процессы закрытия Палеоазиатского океана вдоль южной окраины Сибирского кратона и начальными этапами становления северного Сегмента Центрально-Азиатского

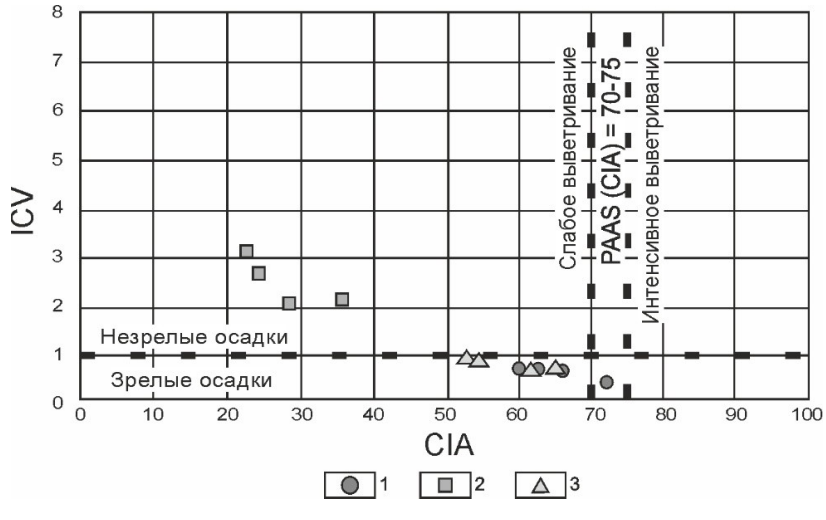


Рис. 10. Диаграмма CIA (индекс химического выветривания) (Nesbitt, Young, 1982) / ICV (индекс зрелости осадков) (Cox, Lowe, 1995). Свиты: 1 – ванаварская; 2 – оскобинская (нижняя пачка); 3 – оскобинская (средняя пачка).

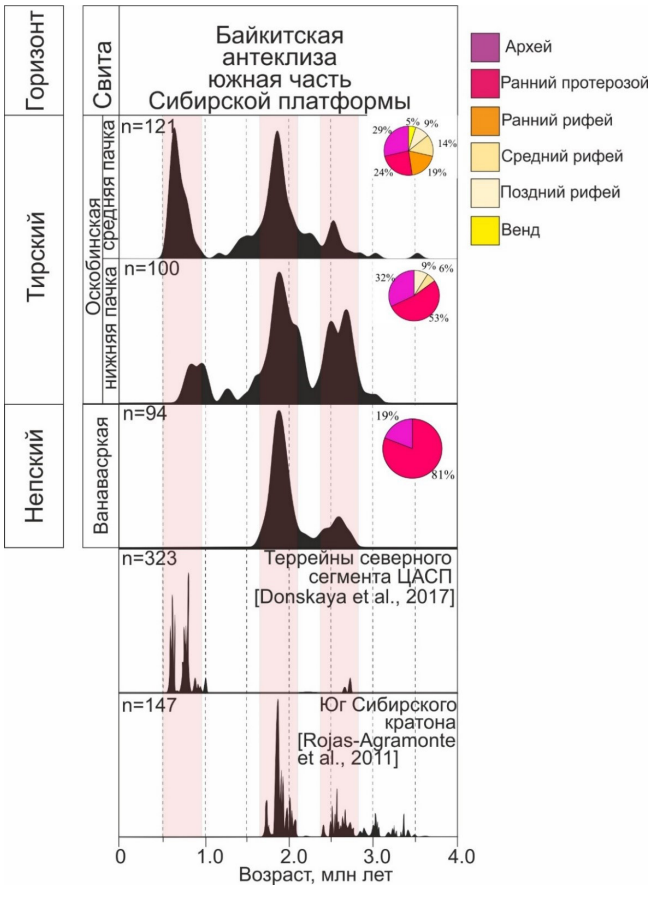


Рис. 11. Сопоставление возраста детритовых цирконов из песчаников ванаварской свиты непского горизонта и нижней и средней пачек оскобинской свиты тирского горизонта внутренних районов Сибирской платформы, пород террейнов северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса по (Donskaya et al., 2017) и магматических и метаморфических пород фундамента южной окраины Сибирской платформы по (Rojas-Agramonte et al., 2011)

складчатого пояса (Советов, 2018; Gladkochub et al., 2019; Romanov et al., 2021).

Таким образом, полученные результаты исследований возраста детритовых цирконов свидетельствуют о том, что в ванаварское время направление сноса терригенного материала было с Сибирского кратона в сторону открытого моря, а в оскобинское время помимо сноса обломочного материала с кратона начинают преобладать дополнительные источники сноса с террейнов и островных дуг, располагающихся в акватории Палеоазиатского океана. Это согласуется с текущими фациальными представлениями об осадконакоплении: ванаварская свита накапливалась преимущественно в аллювиальных и дельтовых обстановках; оскобинская свита – в приливно-отливных и мелководно-морских условиях (Квачко и др., 2017).

Заключение

Результаты петрографических, литогеохимических и U-Pb геохронологических исследований терригенных пород ванаварской и оскобинской свит Камовского свода Байкитской антеклизы Сибирской платформы позволили выявить определенные различия в их характеристиках.

Для терригенных пород ванаварской свиты непского регионального стратиграфического горизонта в качестве основных источников обломочного материла установлены преимущественно породы кислого состава. Вещественные характеристики изученных пород оскобинской свиты свидетельствуют о смешанном (кислом и основном) составе пород в области их источника.

U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования детритовых цирконов позволили установить архейские и раннепротерозойские популяции детритовых цирконов. Породы оскобинской свиты обнаруживают архейские, раннепротерозойские и позднепротерозойские основные возрастные популяции детритовых цирконов. При этом, отмечается преобладание ранне- и позднепротерозойских популяций детритовых цирконов над архейскими.

Совокупность вещественных характеристик ванаварской свиты, а также результаты изучения возраста детритовых цирконов, с учетом опубликованных данных о литолого-фациальных особенностях этих пород, позволили предположить, что седиментация ванаварской свиты происходила на пассивной континентальной окраине, за счет разрушения магматических и метаморфических пород, слагающих фундамент южной окраины Сибирской платформы, и, возможно, за счет размыва нижележащих песчаников камовской серии рифея. Затем имела место трансформация в периферийный форландовый бассейн, в котором накапливались терригенные породы оскобинской свиты, за счет обломочного материала, поступающего как с территории Сибирской платформы, так и с террейнов и островных дуг северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Финансирование

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-17-00196, https://rscf.ru/project/23-17-00196/).

Литература

Горохов И.М., Васильева И.М., Кузнецов А.Б., Ризванова Н.Г., Константинова Г.В. (2023). Метод ступенчатого растворения в изучении изотопной хемостратиграфии и геохронологии рифейских пород Байкитского поднятия. *Геохимия*, 68(7), с. 669–686. https://doi.org/10.31857/S0016752523070038

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Крамчанинов А.Ю., Ризванова Н.Г., Константинова Г.В. (2021). Pb-Pb-возраст карбонатных пород камовской серии, Байкитская антеклиза Сибирской платформы. *Доклады РАН. Науки о Земле*, 500(1), с. 12–17. https://doi.org/10.1134/S1028334X21090105

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Иванова Н.А., Масленников М.А., Пустыльникова В.В., Турченко Т.Л., Наговицин К.Е. (2019). Rb–Sr-возраст рифейских глауконитов камовской серии, Байкитская антеклиза Сибирской платформы. *Доклады РАН*, 488(1), с. 52–57. https://doi.org/10.31857/S0869-5652488152-57

Зайцева Т.С., Прияткина Н.С., Горохов И.М., Ковач В.П., Адамская Е.В., Гороховский Б.М., Плоткина Ю.В. (2022). Обломочные цирконы из рифейских отложений байкитской антеклизы (сибирская платформа): U-Th-Pb данные. *Пустоваловские чтения 2022: материалы традиционной конференции, посвященной 120-летию Леонида Васильевича Пустовалова*. Москва: РГУ имени И.М. Губкина, с. 48–50.

Квачко С.К., Козяев А.А. (2017). Условия осадконакопления ванаварской и оскобинской свит в пределах одного из месторождений восточной Сибири. *Современные проблемы седиментологии в нефтегазовом инжиниринге: труды III Всероссийского научно-практического седиментологического совещания*. Томск: Издательство ЦППС НД, с. 191–194.

Краевский Б.Г., Якшин М.С., Наговицин К.Е. (2018). Региональная стратиграфическая схема рифейских отложений западной части Сибирской платформы. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, (5), с. 4–14.

Логвиненко Н.В. (1974). Петрография осадочных пород (с основами методики исследования. М.: Высшая школа, 400 с.

Макет региональной корреляционной стратиграфической схемы вендских отложений Сибирской платформы (2022). Новосибирск: СНИИГГиМС, 159 с.

Мельников Н.В. (1982). Корреляция подсолевых нефтегазоносных отложений юга Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, (3), с. 29–41.

Мельников Н.В. (2018). Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). Изд. 2-е, доп. Новосибирск: СНИИГГиМС, 177 с.

Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б., Ефимов А.О., Карлова Г.А., Килина Л.И., Константинова Л.Н., Кочнев Б.Б., Краевский Б.Г., Мельников П.Н., Наговицин К.Е., Постников А.А., Рябкова Л.В., Терлеев А.А., Хабаров Е.М. (2005). Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Гео, 428 с.

Методические рекомендации к корреляции разрезов скважин (2013). Под ред. И.С. Гутмана. М.: ООО «Издательский дом Недра», 112 с.

Мотова З.Л. Плюснин А.В. (2022). Источники вещества и условия седиментации вендских терригенных пород юга Непско-Ботуобинской антеклизы (Сибирская платформа). *Геодинамика и тектонофизика*, 13(5). https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-5-0670

Общая стратиграфическая шкала. (2024). ВСЕГЕИ: Москва. https://vsegei.ru/ru/about/msk/str_scale/os_scale-03-24.pdf

Плюснин А.В., Мотова З. Л., Валеев Р.Р., Томилина Е.М., Фомин В. А. (2024). Состав и условия формирования терригенных пород непской свиты вендского возраста центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы (по результатам изучения керна скважины ВЧ-3Х). Геосферные исследования (в редакции).

Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шацилло А.В., Худолей А.К., Романюк Т.В., Маслов А.В. (2019) Погорюйская свита протерозоя Енисейского кряжа: возраст и источники сноса по данным U-Pb-изотопного датирования обломочных цирконов. *Доклады РАН*, 484, с. 195–199. https://doi.org/10.1134/S1028334X19010136

Решения четвертого межведомственного регионального совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы(1989). Новосибирск: СНИИГГиМС, с. 40.

Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Травин А.В., Постникова О.В., Соловьева Н.В., Сабиров И.А., Спиридонов И.В. (2021). Неоархейские гранитоиды на западе Тунгусского супертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение. *Петрология*, 29(5), с. 451–477. https://doi.org/10.1134/S0869591121050064

Советов Ю.К. (2018). Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем. *Литосфера*,18(1), pp. 20–45. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-020-045

Фомин В.А., Вахромеев А.Г., Мотова З.Л., Струнов А.В., Машенькин Д.В., Фомина В.В., Плюснин А.В. (2024). Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности рифейских и вендских осадочных толщ юго-восточной части камовского свода байкитской антеклизы. *Геодинамика и тектонофизика*, 15(6), с. 1–16. https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-6-0802

Харахинов В.В., Шленкин С.И. (2011). Нефтегазоносность докембрийских толщ Восточной Сибири. Москва: Научный мир, 420 с.

Хрущева М.О., Тишин П.А., Чернышов А.И. (2019). Геохимическая характеристика рассолов и современных эвапоритов урочища Талое Озеро (Республика Хакасия). *Известия Иркутского государственного университета*. Серия Науки о Земле, 30, с. 130–140. https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.30.130

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil Roland, Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis, C. (2004). Improved 206Pb/238U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID–TIMS, ELA–ICP–MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205, pp. 115–140. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003

Boynton W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Henderson P. (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, pp. 63–114. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3

Cohen K.M., Harper D.A.T., Gibbard P.L., Car N. (2022). The ICS International Chronostratigraphic Chart, February. http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2022-02.pdf

Cox R., Lowe D.R.A. (1995). Conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Journal of Sedimentary Research*, 1, pp. 1–12.

Donskaya T.V. (2020). Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids. *Precambrian Res*., 348 p. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105869

Donskaya T.V. Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. (2017). Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, 42, pp. 243–263. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.016

Donskaya T.V., Gladkochub D.P. (2021). Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview. *Precambrian Res*., 367 p. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106447

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. (2019). U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Research*, 65, pp. 1–16. https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.007

Jackson S.E., Pearson N.J., Grifn W.L., Belousova E.A. (2004). The application of laser ablationinductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, pp. 47–69. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017

Khabarov E.M., Ponomarchuk V.A., Morozova I.P., Varaksina I.V., Saraev S.V. (2002). Fluctuations of the Sea Level and Carbon Isotope Composition of Carbonates in a Riphean Petroliferous Basin on the Western Margin of the Siberian Craton (Baikit Uplift). *Russian Geology and Geophysics*, 43(3), pp. 211–239.

Khabarov E.M., Varaksina I.V. (2011). The Structure and Depositional Environments of Mesoproterozoic Petroliferous Carbonate Complexes in the Western Siberian Craton. *Russian Geology and Geophysics*, 52(8), pp. 923–944. https:// doi.org/10.1016/j.rgg.2011.07.014

Nesbitt H.W., Young G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, pp. 715–717. https://doi.org/10.1038/299715a0

Paces J.B., Miller J.D. (1993). Precise U-Pb Ages of the Duluth Complex and Related Mafic Intrusions, Northeastern Minnesota: Geochronological Insights to Physical, Petrogenetic, Paleomagnetic, and Tectonomagmatic Processes Associated With the 1.1 Ga Midcontinent Rift System. *Journal of Geophysical Research*, 98, pp. 13997–14013. https://doi.org/10.1029/93JB01159

Pettijohn F.I., Potter P.E., Siever R. (1972). Sand and sandstone: New York, Springer, 618 p. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-9974-6

Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V. (2021). A Review of Detrital Zircon Data Treatment, and Launch of a New Tool ‘Dezirteer’ along with the Suggested Universal Workflow. *Chemical Geology*, 583, pp. 119–139. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120437

Rojas-Agramonte Y. Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. (2011). Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, 19(3), pp. 751–763. https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.10.004

Rollinson H.R. (1994). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex. London Group UK Ltd, 352 p.

Romanov M., Sovetov Ju.K., Vernikovsky V.A., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I. (2021). Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis. *International Geology Review*, 63(13), 1658–1681. https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1790044

Stern R.A., Bodorkos S., Kamo S.L., Hickman A.H., Corfu F. (2009). Measurement of SIMS Instrumental Mass Fractionation of Pb Isotopes During Zircon Dating. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 33, pp. 145–168. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00023.x

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick, J.C., Spiegel W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19, pp. 1–23. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Сведения об авторах

Алексей Владимирович Плюснин – кандидат геол.-минерал. наук, эксперт по седиментологии, УТО ИиХСИ, ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть»; Научный консультант Департамента нефтегазового инжиниринга ПИНШ, Альметьевский государственный технологический университет «Высшая школа нефти»
Россия, 423462, Республика Татарстан, Альметьевск, ул. Ленина, д. 2
e-mail: plyusnin@agni-rt.ru

Зинаида Леонидовна Мотова – кандидат геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник лаборатории палеогеодинамики, Институт земной коры СО РАН
Россия, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128
e-mail: motova@crust.irk.ru

Игорь Викторович Афонин – кандидат геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник научно-исследовательской лаборатории структурной петрологии и минерагении, Национальный исследовательский Томский государственный университет
Россия, 634050, Томск, пр. Ленина, д. 36
e-mail: heaven05@list.ru

Елена Михайловна Томилина – старший преподаватель кафедры минералогии и петрографии, Пермский государственный национальный исследовательский университет
Россия, 614990, Пермь, ул. Букирева, д. 15
e-mail: tomilinaelena.psu@yandex.ru

Дмитрий Андреевич Староселец – заместитель генерального директора по разработке, ООО «ГудГео»
Россия, 625000, Тюмень, ул. Республики, д. 57
e-mail: d_star1997@mail.ru

Евгений Евгеньевич Белозеров – ведущий специалист отдел геологоразведочных работ управления геологоразведочных работ, ресурсной базы и лицензирования, АО «Восточно-Сибирская нефтегазовая компания»
Россия, 660049, Красноярск, пр. Мира, д. 36
e-mail: BelozerovEE@vsnk.ru

Ирик Рашидович Халиков – начальник отдела геологоразведочных работ, управление геологоразведочных работ, ресурсной базы и лицензирования, АО «Восточно-Сибирская нефтегазовая компания»
Россия, 660049, Красноярск, пр. Мира, д. 36
e-mail: HalikovIR@vsnk.rosneft.ru

Михаил Викторович Шалдыбин – кандидат геол.-минерал. наук, руководитель группы седиментологии, АО «ТомскНИПИнефть»
Россия, 634027, Томск, Проспект Мира, д. 72
e-mail: ShaldybinMV@tomsknipi.ru

Игорь Александрович Яшин – кандидат геол.-минерал. наук, начальник отдела региональной геологии и геологоразведочных работ, ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть»
Россия, 660098, Красноярск, ул. 9 Мая, д. 65д
e-mail: YashinIA@knipi.rosneft.ru

Владимир Александрович Фомин – аспирант, Институт земной коры СО РАН
Россия, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128
e-mail: fovarid@gmail.com

Статья поступила в редакцию 18.10.2024;
Принята к публикации 10.03.2025;
Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Results of Studying the Material Composition and U-Pb (LA-ICP-MS) Age of Detrital Zircons From Terrigenous Rocks of the Vanavara and Oskobinskaya Formations of the Kamov Arch of the Baikit Antelise

A.V. Plusnin[1,2], Z.L. Motova[3], I.V. Afonin[4], E.M. Tomilina[5], D.A. Staroselets[6], E.E. Belozerov[7], I.R. Khalikov[7], M.V. Shaldybin[8], I.A. Yashin[1], V.A. Fomin[3]*

[1]RN-KrasnoyarskNIPIneft LLC, Krasnoyarsk, Russian Federation
[2]Almetyevsk State Technological University "Petroleum High School", Almetyevsk, Russian Federation
[3]Institute of Earth Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation
[4]National Research Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation
[5]Perm State National Research University, Perm, Russian Federation
[6]Gudgeo LLC, Tyumen, Russian Federation
[7]East Siberian Oil and Gas Company JSC, Krasnoyarsk, Russian Federation
[8]TomskNIPIneft PJSC, Tomsk, Russian Federation
[*]Corresponding author: Alexey V. Plyusnin, e-mail: a.v.plyusnin@mail.ru

Abstract. The paper presents the results of studies on sandstones from the Vanavara and Oskobinskaya formations, which are part of the Nepa and Torskiy regional stratigraphic horizons, respectively. These formations were studied using the core from the Yur-92 deep well, located within the Kamov Arch of the Baikit Anteclise on the Siberian Platform. A detailed lithological description of a core with a total thickness of 89 meters is provided. For 13 sandstone samples, the following studies were conducted: petrographic analysis of thin sections, definition of major petrogenic oxide content, definition of impurity and trace element content using mass spectrometry with inductively coupled plasma, and geochronological (U-Pb) analysis of detrital zircon grains.

It was found that the Vanavara formation is characterized by a terrigenous composition, while the Oskobinskaya formation is composed of terrigenous, sulfate, and carbonate rocks and can be divided into three members. According to the results of petrographic analysis of rocks from the Vanavara and Oskobinskaya formations, there is generally a similarity in terms of the degree of roundness and sorting of detrital material, as well as the composition of both rock-forming and accessory minerals including rock fragments such as quartzites, micaschists, and granitoids (both metamorphic and igneous rock types), as well as clay rocks, likely argillites. The material composition of all the studied sandstones from the Vanavara and Oskobinskaya formations corresponds to that of arkoses. Based on a set of lithogeochemical characteristics, it appears that the source material for the deposits of the Vanavara formation was primarily derived from rocks with an acidic composition, while the terrigenous rocks from the Oskobinskaya formation may have originated from both acidic and intermediate rocks. U-Pb (LA-ICP-MS) dating of detrital zircon grains from terrigenous rocks of the Vanavara Formation indicates that the main source of sediments in the basin where they were deposited was Archean and Early Proterozoic rocks from the Siberian Platform basement.

The Oskobinskaya Formation was deposited as a result of the erosion of Archean, Early Proterozoic, and late Riphean rocks that formed the basement of the Siberian platform and the northern segment of the Central Asian fold belt, as well as possibly rocks that make up the East Angara Block of the Yenisei Ridge. Based on the characteristics of the Vanavara and Oskobinskaya formations, combined with the results of zircon dating and published data on lithofacies, it is suggested that the Vanavara formation was deposited on the passive margin of the Siberian platform. Then, there was a transformation into a peripheral foreland basin in which terrigenous rocks from the Oskobinskaya formation accumulated.

Keywords: Siberian platform, Baikit anteclise, Vanavara formation, Oskoba formation, Vendian, lithogeochemistry, detrital zircons, paleogeodynamics

Recommended citation: Plusnin A.V., Motova Z.L., Afonin I.V., Tomilina E.M., Staroselets D.A., Belozerov E.E., Khalikov I.R., Shaldybin M.V., Yashin I.A., Fomin V.A. (2025). Results of Studying the Material Composition and U-Pb (LA-ICP-MS) Age of Detrital Zircons From Terrigenous Rocks of the Vanavara and Oskobinskaya Formations of the Kamov Arch of the Baikit Antelise. *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 236–260. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.26

References

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil Roland, Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis, C. (2004). Improved 206Pb/238U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID–TIMS, ELA–ICP–MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chemical Geology*, 205, pp. 115–140. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.01.003

Boynton W.V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Henderson P. (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, pp. 63–114. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3

Cohen K.M., Harper D.A.T., Gibbard P.L., Car N. (2022). The ICS International Chronostratigraphic Chart, February. http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2022-02.pdf

Cox R., Lowe D.R.A. (1995). Conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Journal of Sedimentary Research*, 1, pp. 1–12.

Decisions of the Fourth Interdepartmental Regional Meeting on Clarification and Completion of Stratigraphic Schemes of the Vendian and Cambrian of the Interior of the Siberian Platform (1989). Novosibirsk: SNIIGGiMS, 40 p. (In Russ.)

Donskaya T.V. (2020). Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids. *Precambrian Res*., 348 p. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105869

Donskaya T.V. Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. (2017). Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, 42, pp. 243–263. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.016

Donskaya T.V., Gladkochub D.P. (2021). Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview. *Precambrian Res*., 367 p. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106447

Fomin V.A., Vakhromeev A.G., Motova Z.L., Strunov A.V., Mashenkin D.V., Fomina V.V., Plusnin A.V. (2024). Peculiarities of geological structure and prospects of oil and gas bearing Riphean and Vendian sedimentary sequences of the south-eastern part of the Kamovsky vault of the Baikitsa anteclise. *Geodinamika i tektonofizika = Geodynamics and Tectonophysics*, 15(6), pp. 1–16. (In Russ.) https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-6-0802

General stratigraphic scale. (2024). Moscow: VSEGEI. (In Russ.) https://vsegei.ru/ru/about/msk/str_scale/os_scale-03-24.pdf

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. (2019). U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean. *Gondwana Research*, 65, pp. 1–16. https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.07.007

Gorokhov I.M. Vasilieva I.M. Kuznetsov A.B. Rizvanova N.G. Konstantinova G.V. (2023). The method of stepwise dissolution in the study of isotopic chemostratigraphy and geochronology of Riphean rocks of the Baikitsky Rise. *Geokhimiya = Geochemistry*, 68(7), pp. 669–686. (In Russ.) https://doi.org/10.31857/S0016752523070038

Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Vasilieva I.M., Kramchaninov A.Y., Rizvanova N.G., Konstantinova G.V. (2021). Pb-Pb-age of carbonate rocks of the Kamov series, Baikitskaya anteclise of the Siberian Platform. *Doklady RAN. Nauki o Zemle*, 500(1), pp. 12–17. (In Russ.) https://doi.org/10.1134/S1028334X21090105

Jackson S.E., Pearson N.J., Grifn W.L., Belousova E.A. (2004). The application of laser ablationinductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, pp. 47–69. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017

Khabarov E.M., Ponomarchuk V.A., Morozova I.P., Varaksina I.V., Saraev S.V. (2002). Fluctuations of the Sea Level and Carbon Isotope Composition of Carbonates in a Riphean Petroliferous Basin on the Western Margin of the Siberian Craton (Baikit Uplift). *Russian Geology and Geophysics*, 43(3), pp. 211–239.

Khabarov E.M., Varaksina I.V. (2011). The Structure and Depositional Environments of Mesoproterozoic Petroliferous Carbonate Complexes in the Western Siberian Craton. *Russian Geology and Geophysics*, 52(8), pp. 923–944. https:// doi.org/10.1016/j.rgg.2011.07.014

Kharakhinov V.V., Shlenkin S.I. (2011). Oil and gas content of Precambrian strata of East Siberia. Moscow: Nauchny Mir, 420 p. (In Russ.)

Khrushcheva M.O., Tishin P.A., Chernyshov A.I. (2019). Geochemical characterization of brines and modern evaporites of the Taloe Ozero tract (Republic of Khakassia). *Izvestiya Irkutskogo gosudarstvennogo*

universiteta. Series of Earth Sciences, 30, pp. 130–140. (In Russ.) https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.30.130

Kraevsky B.G., Yakshin M.S., Nagovitsyn K.E. (2018). Regional stratigraphic scheme of the Riphean deposits of the western part of the Siberian platform. *Geologiya i mineral'no-syr'yevyye resursy Sibiri = Geology and mineral resources of Siberia*, (5), pp. 4–14. (In Russ.)

Kvachko S.K., Kozyaev A.A. (2017). Sedimentation conditions of the Vanavara and Oskobinskaya formations within one of the fields in Eastern Siberia. *Modern problems of sedimentology in oil and gas engineering: Proc. III All-Russian scientific and practical sedimentological conference*. Tomsk: Central Scientific Research Institute of Petroleum Industry, pp. 191–194. (In Russ.)

Layout of the regional correlation stratigraphic scheme of the Vendian sediments of the Siberian Platform (2022). Novosibirsk: SNIIGGiMS, 159 p. (In Russ.)

Logvinenko N.V. (1974). Petrography of sedimentary rocks (with the basics of research methodology: a textbook for students of geol. specialized universities. Moscow: Vysshaya shkola, 400 p. (In Russ.)

Melnikov N.V. (1982). Correlation of subsalt oil-and-gas bearing sediments in the south of the Siberian Platform. *Geologiya i geofizika = Geology and Geophysics*, (3), pp. 29–41. (In Russ.)

Melnikov N.V. (2018). Vendian-Cambrian saline basin of the Siberian Platform (Stratigraphy, history of development). 2nd ed. Novosibirsk: SNIIGGiMS, 177 p. (In Russ.)

Melnikov N.V., Yakshin M.S., Shishkin B.B., Efimov A.O., Karlova G.A. (2005). Stratigraphy of oil and gas bearing basins of Siberia. Riphean and Vendian of the Siberian Platform and its folded frame. Ed. A.E. Kontorovich. Novosibirsk: Geo, 432 p. (In Russ.)

Melnikov N.V., Yakshin M.S., Shishkin B.B., Efimov A.O., Karlova G.A., Kilina L.I., Konstantinova L.N., Kochnev B.B., Kraevsky B.G., Melnikov P.N., Nagovitsin K.E., Postnikov A.A., Ryabkova L.V., Terleev A.A., Khabarov E.M. (2005). Stratigraphy of oil and gas basins of Siberia. Riphean and Vendian Siberian Platform and its folded framing. Novosibirsk: Geo, 428 p. (In Russ.)

Methodological recommendations for correlation of well sections (2013). Edited by I.S. Gutman. Moscow: Nedra, 112 p. (In Russ.)

Motova Z.L., Plusnin A.V. (2022). Sources of matter and sedimentation conditions of Vendian terrigenous rocks in the south of the Nepsko-Botuobinskaya anteglise (Siberian Platform). *Geodinamika i tektonofizika = Geodynamics and Tectonophysics*, 13(5). (In Russ.) https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-5-0670

Nesbitt H.W., Young G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, pp. 715–717. https://doi.org/10.1038/299715a0

Paces J.B., Miller J.D. (1993). Precise U-Pb Ages of the Duluth Complex and Related Mafic Intrusions, Northeastern Minnesota: Geochronological Insights to Physical, Petrogenetic, Paleomagnetic, and Tectonomagmatic Processes Associated With the 1.1 Ga Midcontinent Rift System. *Journal of Geophysical Research*, 98, pp. 13997–14013. https://doi.org/10.1029/93JB01159

Pettijohn F.I., Potter P.E., Siever R. (1972). Sand and sandstone: New York, Springer, 618 p. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-9974-6

Plusnin A.V., Motova Z.L., Valeev R.R., Tomilina E.M., Fomin V.V. (2024). Composition and conditions of formation of terrigenous rocks of the Nepskaya Formation of Vendian age in the central part of the Nepsko-Botuobinskaya Anticlise (based on the results of core studies of well VCh-3X). *Geosfernyye issledovaniya = Geospheric Research,* in revision. (In Russ.)

Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V. (2021). A Review of Detrital Zircon Data Treatment, and Launch of a New Tool 'Dezirteer' along with the Suggested Universal Workflow. *Chemical Geology*, 583, pp. 119–139. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120437

Priyatkina N.S., Kuznetsov N.B., Rudko S.V., Shatsillo A.V., Khudoley A.K., Romaniuk T.V., Maslov, A.V. (2019) The Pogoryu Formation of the Proterozoic of the Yenisei Ridge: age and sources of drift according to U-Pb-isotope dating of clastic zircons. *Doklady RAN*, 484, pp. 195–199. (In Russ.) https://doi.org/10.1134/S1028334X19010136

Rojas-Agramonte Y. Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M. (2011). Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, 19(3), pp. 751–763. https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.10.004

Rollinson H.R. (1994). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex. London Group UK Ltd, 352 p.

Romanov M., Sovetov Ju.K., Vernikovsky V.A., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I. (2021). Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis. *International Geology Review*, 63(13), 1658–1681. https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1790044

Samsonov A.V., Postnikov A.V., Spiridonov V.A., Larionova Y.O., Larionov A.N., Travin A.V., Postnikova O.V., Solovieva N.V., Sabirov I.A., Spiridonov I.V. (2021). Neoarchean granitoids in the west of the Tunguska superterrane, the basement of the Siberian Platform: geochronology, petrology, and tectonic significance. *Petrologiya = Petrology*, 29(5), pp. 451–477. (In Russ.) https://doi.org/10.1134/S0869591121050064

Sovetov Y.K. (2018). Sedimentology and stratigraphic correlation of Vendian sediments in the southwestern Siberian Platform: outstanding contribution of an external source of clastic material to the formation of sedimentary systems. *Litosfera = Lithosphere*, 18(1), pp. 20–45. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-020-045

Stern R.A., Bodorkos S., Kamo S.L., Hickman A.H., Corfu F. (2009). Measurement of SIMS Instrumental Mass Fractionation of Pb Isotopes During Zircon Dating. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 33, pp. 145–168. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00023.x

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick, J.C., Spiegel W. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19, pp. 1–23. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Zaitseva, T.S., Kuznetsov, A.B., Ivanova, N.A., Maslennikov, M.A., Pustylnikova, V.V., Turchenko, T.L., Nagovitsin, K.E. (2019). Rb-Sr-age of Riphean glauconites of the Riphean glauconites of the Kamov series, Baikitsa anteclise of the Siberian Platform. *Doklady RAN*, 488(1), pp. 52–57. (In Russ.) https://doi.org/10.31857/S0869-5652488152-57

Zaitseva, T.S., Priyatkina, N.S., Gorokhov, I.M., Kovach, V.P., Adamskaya, E.V., Gorokhovsky, B.M., Plotkina, Y.V. (2022). Clastic zircons from Riphean sediments of the Baikitsa Anteklise (Siberian platform): U-Th-Pb data. *Pustovalov Readings 2022: Proc. Conference dedicated to the 120th anniversary of Leonid Vasilievich Pustovalov.* Moscow: I.M. Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National Research University), pp. 48–50. (In Russ.)

About the Authors

Aleksey V. Plusnin – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Sedimentology Expert, UTO I&CSI, RN-KrasnoyarskNIPIneft LLC; Leading Researcher, Laboratory of Geology and Stratigraphy of Sedimentary Basins, Almetyevsk State Technological University "Petroleum High School"

2 Lenin st., Almetyevsk, 423450, Russian Federation

e-mail: plyusnin@agni-rt.ru

Zinaida L. Motova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Laboratory of Palaeogeodynamics, Institute of Earth Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

128 Lermontova st., Irkutsk, 664033, Russian Federation

e-mail: motova@crust.irk.ru

Igor V. Afonin – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Research Laboratory of Structural Petrology and Minerageny, National Research Tomsk State University

36 Lenin ave., Tomsk, 634050, Russian Federation

e-mail: heaven05@list.ru

Elena M. Tomilina – Senior Lecturer, Department of Mineralogy and Petrography, Perm State National Research University

15 Bukirev st., Perm, 614990, Russian Federation

e-mail: tomilinaelena.psu@yandex.ru

Dmitriy A. Staroselets – Deputy General Director for Development, GudGeo LLC

57 Respublika st., Tyumen, 625000, Russian Federation

e-mail: d_star1997@mail.ru

Evgeny E. Belozerov – Leading Specialist, Geological Exploration Department, Department of Geological Exploration, Resource Base and Licensing, East Siberian Oil and Gas Company JSC
36 Mira ave., Krasnoyarsk, 660049, Russian Federation
e-mail: BelozerovEE@vsnk.ru

Irik R. Khalikov – Head of Geological Exploration Department, Department of Geological Exploration, Resource Base and Licensing, East Siberian Oil and Gas Company JSC
36 Mira ave., Krasnoyarsk, 660049, Russian Federation
e-mail: HalikovIR@vsnk.rosneft.ru

Mikhail V. Shaldybin – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of Sedimentology Group, TomskNIPIneft JSC
72 Prospekt Mira, Tomsk, 634027, Russian Federation
e-mail: ShaldybinMV@tomsknipi.ru

Igor A. Yashin – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of Regional Geology and Geological Exploration Department, RN-KrasnoyarskNIPIneft LLC
65, 9 Maya st., Krasnoyarsk, 660098, Russian Federation
e-mail: YashinIA@knipi.rosneft.ru

Vladimir A. Fomin – Postgraduate student, Institute of Earth Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences
128, Lermontova st., Irkutsk, 664033, Russian Federation
e-mail: fovarid@gmail.com

Manuscript received 18 October 2024;
Accepted 10 March 2025; Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georс.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.27

УДК 622.276.6 + 622.245.4 + 532.546

Целесообразность удаленного размещения от нагнетательной скважины водоизолирующего состава в высокопроницаемом слое

Д.Р. Салимьянова[1], К.А. Поташев[1,2], В.В. Баушин[3]*

[1]*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия*

[2]*Казанский государственный энергетический университет, Казань, Россия*

[3]*ООО «ИМПЕЛ-СОФТ», Казань, Россия*

Исследована целесообразность удаленного от нагнетательной скважины размещения изоляционного материала в высокопроницаемом обводненном пропластке. Такой сценарий расположения в пласте блокирующего состава со сложной реологией предполагает надежное проектирование и точный контроль выполнения, что существенно затрудняет технологию воздействия на пласт и поэтому требует надежного обоснования. На основе проведенной серии многовариантных расчетов проанализировано влияние отношения вязкости закачиваемого и извлекаемого флюидов и расстояния между нагнетательной и добывающей скважинами на эффективность изоляционных мероприятий. Моделирование процесса заводнения выполнено с помощью быстродействующей модели фильтрации в трубке тока высокого разрешения с размером расчетного блока порядка 0.1 м. Применение такой модели позволило с высокой степенью детальности воспроизвести мелкомасштабные гидродинамические эффекты и структуру течения в области относительно тонкого высокопроницаемого пропластка и вблизи интервала его изоляции. Выделены основные динамические структуры областей заводнения эффективной трубки тока между скважинами. Выявлена зависимость между варьируемыми параметрами и оптимальным расстоянием от нагнетательной скважины до изолирующего состава, доставляющим максимальный прирост извлечения нефти при фиксированном уровне обводнения. Представлен гидродинамический анализ различных режимов заводнения межскважинного объема пласта, упрощающий прогноз и принятие решения о целесообразности удаленного расположения изоляционного материала по заданному отношению вязкости фаз и расстоянию между скважинами.

Ключевые слова: нефтяной пласт, высокопроницаемый слой, непроизводительная закачка, изоляция водопритока, двухфазная фильтрация, модель трубок тока

Для цитирования: Салимьянова Д.Р., Поташев К.А., Баушин В.В. (2025). Целесообразность удаленного размещения от нагнетательной скважины водоизолирующего состава в высокопроницаемом слое. *Георесурсы,* 27(1), с. 261–266. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.27

Введение

При заводнении нефтяных пластов, содержащих высокопроницаемые слои (суперколлекторы), процесс разработки существенно усложняется ввиду преждевременного прорыва воды и ее непроизводительной закачки. Одним из доступных методов решения данной проблемы является использование экранирующих технологий неподвижного типа на основе смол, силикатов или полимеров с низким уровнем деструкции, что приводит к увеличению охвата пласта заводнением (Бахшян, 2016).

Условия целесообразности удаленного размещения изолирующего состава в различных геологических условиях в должной мере не изучены и требуют для своего исследования наиболее надежного подхода, которым является численное моделирование двухфазного течения на подробной расчетной сетке. Традиционные трехмерные модели с высоким уровнем детализации требуют чрезмерно больших затрат вычислительных ресурсов, особенно в условиях многовариантных расчетов. Поэтому в данной работе для эффективного численного моделирования использована двумерная модель фильтрации в фиксированной трубке тока, сочетающая в себе одновременно высокую точность решения и экономичность вычислительного алгоритма. Значительный выигрыш такого подхода по сравнения с пространственной постановкой задачи переноса насыщенности показан в работах (Mazo et al., 2024; Potashev et al., 2024).

* Ответственный автор: Дилара Радиковна Салимьянова
e-mail: Dilara.Salimyanova@gmail.com

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Формулировка модели фильтрации в трубках тока и пример ее использования для описания продвижения и разрушения высоковязкого экрана приведены в работах (Мазо и др., 2017; Мазо, Поташев, 2020). Базовое поведение интегральных параметров эффективности изоляции высокопроницаемого слоя при разных способах размещения блокирующего состава получены в работе (Поташев и др., 2023) с помощью указанной модели для двух величин отношения вязкости водной и нефтяной фаз – единичного модельного и 1/6, характерного для терригенных коллекторов Поволжья и Западной Сибири (Чекалин и др., 2009). Далее, в рамках той же модели фильтрации в работе (Salimyanova, Potashev, 2023) изучена эффективность обработок в условиях неопределенности положения высокопроницаемого слоя в межскважинном пространстве с помощью вероятностного моделирования. Показаны частные случаи, когда заглубление изолирующего состава в межскважинное пространство повышает эффективность мероприятия, однако условия принципиальной целесообразности такого удаленного размещения состава не исследованы. В то же время данный вопрос представляет особый интерес, поскольку процесс заглубления изоляционного материала может существенно усложнить рассматриваемую технологию воздействия на пласт, как было показано в работе (Мазо и др., 2017).

В данной работе указанный вопрос рассмотрен в широком диапазоне отношения вязкости вытесняющей и вытесняемой фаз и отношения высоты пласта к расстоянию между скважинами. Вычислительный эксперимент выполняется в рамках детерминированной модели – геометрия высокопроницаемого слоя известна. Переменная ширина трубки тока соответствует случаю пятиточечной системы заводнения (Поташев и др., 2023; Мазо, Поташев, 2020; Thiele, 1994). Процесс размещения изолирующих составов, требующий для своего описания постановки и решения отдельных задач многофазной многокомпонентной фильтрации неньютоновских жидкостей (Grayson, 1960; Martin, Wegner 1979), не моделируется.

На основе полученных результатов детального численного моделирования выделены основные структуры областей заводнения и их влияние на достижение предельного обводнения скважин и установлена немонотонная зависимость эффективности заглубления изоляционного материала от отношения вязкости вытесняющей и вытесняемой фаз.

Постановка задачи

Рассматривается участок пласта, являющийся элементом заводнения пятиточечной схемы расстановки вертикальных совершенных по степени вскрытия скважин (рис. 1, а) (Willhite, 1986).

Моделирование процесса заводнения выполняется по быстродействующей модели фильтрации в двумерном вертикальном сечении фиксированной трубки тока (Мазо и др., 2017; Мазо, Поташев, 2020). Система уравнений соответствующей задачи двухфазной фильтрации в пренебрежении гравитационными и капиллярными эффектами, а также сжимаемостью породы и флюидов аналогична использованной в работах (Salimyanova, Potashev, 2023; Поташев и др., 2023):

$$\frac{1}{W}\frac{\partial}{\partial l}\left(W\sigma\frac{\partial p}{\partial l}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(\sigma\frac{\partial p}{\partial z}\right)=0,$$

$$m\frac{\partial S}{\partial t}+\frac{1}{W}\frac{\partial(Wuf)}{\partial l}+\frac{\partial(vf)}{\partial z}=0,$$

$$\mathbf{u}=(u,v),\ u=-\sigma\frac{\partial p}{\partial l},\ v=-\sigma\frac{\partial p}{\partial z},\ \sigma=\frac{k^0k}{\mu_1}\varphi,$$

$$\varphi=f_1+\mathrm{K}_\mu f,\ f=f_1/\varphi,\ \mathrm{K}_\mu=\mu_1/\mu_2, \qquad (1)$$

где l, z – продольная и вертикальная координаты в сечении трубки тока; $W(l)$ – функция относительной ширины трубки тока; t – время; p – давление в пластовом флюиде; S – водонасыщенность; $\mathbf{u}(u,v)$ – вектор и компоненты скорости фильтрации двухфазной смеси; f_i – функции относительных фазовых проницаемостей; μ_i – динамическая вязкость; нижние индексы 1 и 2 соответствуют водной и нефтяной фазам соответственно; k^0, k – характерное и нормированное значения абсолютной проницаемости. Влияние изоляционного материала на вязкость вытесняющего агента не рассматривается, поэтому значение K_μ является постоянным во всей области моделирования.

Нормированная проницаемость k принимает следующие значения – $k_0 = 1$ в области пласта; $K = 100$ в области высокопроницаемого слоя Ω и $k_1 = 10^{-6}$ в подобласти изоляции Δ, которая считается неподвижной (рис. 1).

Функции относительных фазовых проницаемостей задаются в виде степенных зависимостей от эффективной водонасыщенности s:

$$f_1=s^3,\ f_2=(1-s)^3,\ s=\frac{S-S_*}{S^*-S_*},$$

где S^*, S_* – пределы подвижности водной фазы.

Кровля и подошва пласта считаются непроницаемыми:

$$0\le l\le L,\ z=0,\ z=H:\ \frac{\partial p}{\partial z}=0.$$

Левая и правая границы сечения трубки тока примыкают к нагнетательной I и добывающей P скважинам соответственно, а граничные условия на них моделируют

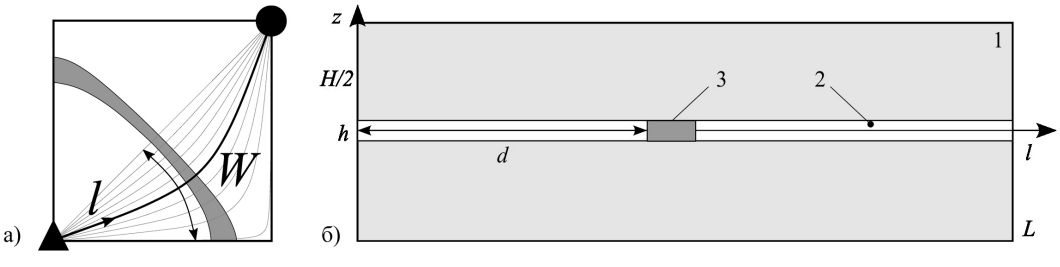


Рис. 1. Структура линий тока (а) и схема положения суперколлектора в поперечном сечении трубки тока (б) в ячейке заводнения между нагнетательной (▲) и добывающей (●) скважинами: 1 – область пласта со средней проницаемостью k; 2 – высокопроницаемый слой с проницаемостью K; 3 – непроницаемые участки изоляции

процесс заводнения при заданных постоянных давлениях p_P, $p_P < p_I$ на скважинах:

$l = 0,\ 0 \le z \le H$: $s = 1$, $p = p_I$; $l = L,\ 0 \le z \le H$: $p = p_P$.

Функция относительной ширины трубки тока $W(l)$ определена как ширина эффективной трубки тока между скважинами при их регулярной пятиточечной расстановке (Поташев, 2020).

До момента времени t_1, который соответствует достижению 50%-ной обводнённости добывающей скважины, моделировался сценарий, при котором изоляционный материал в пласте отсутствует, а начальные условия предполагают отсутствие подвижной водной фазы в пласте:

$t = 0$: $s = s_0 = 0$.

С момента t_1 в слое суперколлектора задавалось расположение непроницаемого интервала, имитирующего область расположения изолирующего состава, и продолжалось моделирование закачки в пласт воды при прежних забойных давлениях на скважинах. Моделирование эффекта изоляционного мероприятия прекращалось в момент достижения обводненностью добывающей скважины 95%. В этот момент рассчитывались достигнутые величины коэффициента извлечения нефти (КИН) E и суммарного прокачанного порового объема воды PV.

Система уравнений соответствующей задачи двухфазной фильтрации приведена в работах (Salimyanova, Potashev, 2023; Поташев и др., 2023). В отличие от указанных работ рассматриваются различные отношения высоты пласта и расстояния между скважинами $\{L_j\} = \{10H; 5H; 3.3H; 2.5H\}$, широкий диапазон отношения вязкости вытесняющей («1», вода) и вытесняемой («2», нефть) фаз K_μ от 0.001 до 1. Моделируется один сценарий изоляции – в виде одиночного непрерывного интервала на расстоянии d от нагнетательной скважины (рис. 1) в высокопроницаемом слое, проходящем посередине пласта. Объем изолирующего материала фиксирован и равен 10% суммарного объема суперколлектора. Длина интервала изоляции вычисляется в соответствии с локальной площадью W поперечного сечения трубки тока в зависимости от удаления d от нагнетательной скважины (рис. 1). Толщина h высокопроницаемого слоя составляет 10% от общей высоты H пласта, а его проницаемость K на два порядка превышает среднюю проницаемость k пласта, что позволяет полагать поле проницаемости в пласте однородным.

Ввиду симметрии процесса заводнения относительно оси l, проходящей посередине пласта (рис. 1), численное решение задачи строилось лишь в одной половине расчетной области.

Размещение изоляции в удалении от нагнетательной скважины возможно осуществить с помощью классического метода, дополненного инициированием гелеобразования. Аналогично технологии закачки сшитых полимерных систем, сначала осуществляется закачка полимера, который продавливается оторочкой, после чего в пласт нагнетается сшиватель, формирующий в пластовых условиях устойчивый гель при взаимодействии с полимером. При этом сшиватель дополняется инициатором, который откладывает начало реакции гелеобразования до нескольких дней, что позволяет регулировать удалённость формирования гелевого экрана. Цель решения поставленной задачи заключается в поиске оптимального способа размещения такого экрана.

Результаты

Для каждого сочетания номеров (i, j), определяющих величины отношения вязкостей фаз

$$K_{\mu,i} = 10^{-n_i},\ \{n_i\} = \{3; 2; 1.3; 1; 0.75; 0.5; 0\} \quad (2)$$

и расстояния между скважинами L_j, была проведена серия расчетов с вариацией расположения $\{d_m\}$ изоляционного материала в пропластке. По совокупности найденных величин E и PV были вычислены значения, характеризующие целесообразность удаленного от нагнетательной скважины размещения изолирующего состава:

$$\Delta_E(i,j) = \left(\frac{E_{\max}(i,j)}{E(i,j,d_0)} - 1 \right) \cdot 100\% \ge 0,$$

$$\Delta_{PV}(i,j,E_{\max}) = \left(1 - \frac{PV(i,j,d_{m_{ij}})}{PV(i,j,d_0)} \right) \cdot 100\%, \quad (3)$$

$$E_{\max}(i,j) = E(i,j,d_{m_{ij}}) = \max_m E(i,j,d_m),$$

где $d_0 = 0$ соответствует размещению изоляции вблизи нагнетательной скважины; $d_{m_{ij}}$ – оптимальное расстояние до изолирующего состава от нагнетательной скважины, доставляющее максимум коэффициенту извлечения нефти E при комбинации параметров $(K_{\mu,i}, L_j)$.

Положительная величина Δ_E выражает приращение коэффициента нефтеотдачи пласта за счет оптимального заглубления изоляции. Нулевое значение Δ_E свидетельствует об отсутствии эффекта по повышению нефтеотдачи от заглубления изоляции. Положительная величина Δ_{PV} выражает вторичную эффективность мероприятия – относительное сокращение объема закачки, достигнутое при оптимальном расположении изоляции, по сравнению с вариантом без ее заглубления.

Выделим основные структуры поля насыщенности, определяющие процесс заводнения. *Первичным фронтом* будем называть преимущественно вертикальный фронт, формирующийся вблизи нагнетательной скважины и охватывающий основную толщину пласта. Размещение изоляции вблизи нагнетательной скважины интенсифицирует развитие этого фронта (рис. 2, а), поскольку вся закачиваемая вода направляется на его формирование вплоть до достижения фронтом вытеснения дальней границы изолированного интервала суперколлектора.

Размещение изоляции в глубине пласта инициирует развитие криволинейного *вторичного фронта*, который образуется вследствие обхода вытесняющей фазой непроницаемого интервала и распространяется вглубь пласта (рис. 2, б).

Третья структура заводнения – это *фронт в суперколлекторе,* формирующийся после обхода водой изолированного интервала.

Достижение предельной обводненности добывающей скважины происходит при определенной эволюции одной из указанных структур или их комбинации.

На рис. 3 показано изменение величин E и PV при заглублении изоляции по сравнению с ее размещением вблизи добывающей скважины, рассчитанное по формулам (3). Относительно повышения коэффициента извлечения нефти

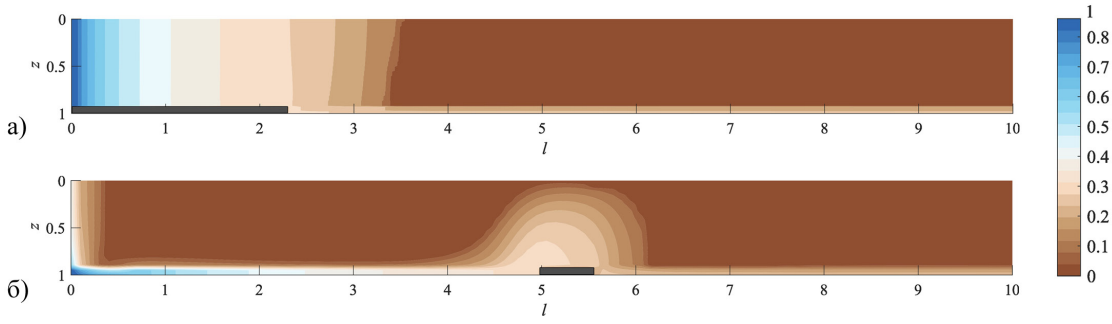


Рис. 2. Поле водонасыщенности s для $K_\mu = 10^{-3}$: формирование первичного фронта около нагнетательной скважины (а) и развитие вторичного фронта вблизи заглубленной изоляции (б)

оптимальным является режим, при котором первичный фронт заводнения продолжает движение вплоть до правой границы пласта, т.е. добывающей скважины. Это обеспечивает равномерное вытеснение нефти по всей толщине пласта. Такой режим фактически реализуется при равновязких фазах (рис. 3, а), когда даже предельного обводнения суперколлектора и циркуляции по нему воды недостаточно для достижения предельной суммарной обводненности.

Увеличение вязкости нефтяной фазы в 3–5 раз приводит к тому, что предельное обводнение добывающей скважины может быть достигнуто уже за счет быстрого заводнения одного лишь высокопроницаемого слоя. Связано это со значительным ростом величины $\varphi(s)/\varphi(0)$ – подвижности двухфазной смеси по отношению к подвижности нефтяной фазы в отсутствие воды (рис. 4). Например, для $K_\mu = 10^{-3}$ уже при водонасыщенности $s = 0.2$ подвижность $\varphi(s)$ в области смеси на порядок превышает подвижность $\varphi(0)$ в нефтенасыщенной зоне. При этом общий коэффициент извлечения нефти остается низким, поскольку первичный фронт не успевает проникать на значительное расстояние вглубь пласта к моменту предельного обводнения. Размещение изоляционного материала вблизи нагнетательной скважины оказывается неэффективным. Возникает задача отыскания удаленного от нагнетательной скважины расположения изоляционного материала, обеспечивающего максимальный охват пласта вторичным фронтом заводнения. Наиболее эффективно (рис. 3, а) это реализуется при размещении изоляции в зоне максимальной ширины трубки тока (табл. 1), когда проникновение вторичного фронта охватывает область с наибольшим объемом запасов нефти. Однако в данном режиме наблюдается и прирост прокачанных поровых объемов воды в силу большего охвата пласта заводнением (рис. 3, б).

Отметим, что при таком режиме заводнения с уменьшением расстояния между скважинами происходит снижение эффективности от заглубления изоляции (рис. 3, а).

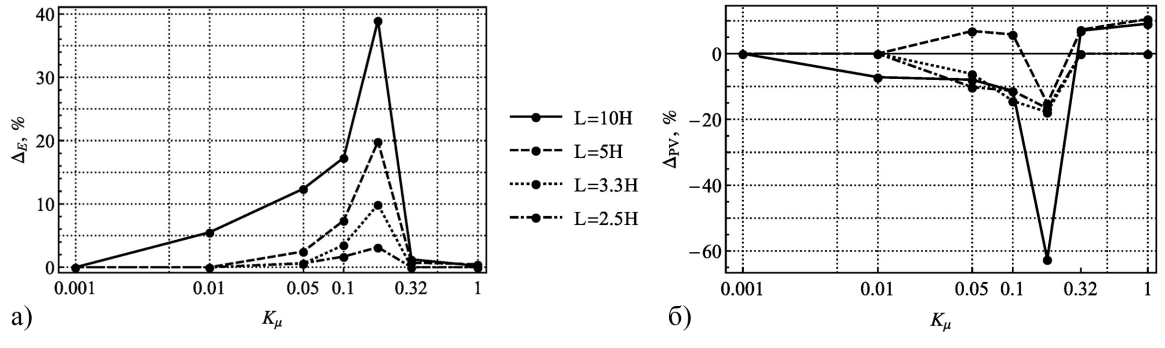


Рис. 3. Относительные величины прироста КИН (а) и изменения PV (б) при оптимальном размещении изоляции к моменту достижении 95% обводненности продукции добывающей скважины

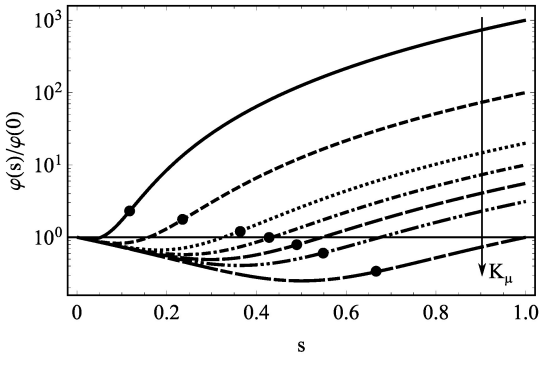


Рис. 4. Функция относительной подвижности двухфазной смеси (1) при отношениях вязкости (2); маркером (●) указаны значения на фронте вытеснения

K_μ \ L/H	10	5	3.3	2.5
10^{-3}	0	0	0	0
10^{-2}	0.5	0	0	0
$10^{-1.3}$	0.5	0.5	0.1	0
10^{-1}	0.5	0.5	0.2	0.2
$10^{-0.75}$	0.5	0.5	0.3	0.3
$10^{-0.5}$	0.2	0.2	0	0
10^{0}	0.2	0.2	0	0

Табл. 1. Оптимальные значения расстояния от нагнетательной скважины до интервала изоляции

Дальнейшее увеличение вязкости нефтяной фазы приводит к снижению эффекта от удаленного размещения изоляции. Причем чем меньше расстояние между скважинами, тем при меньшей вязкости нефти такое заглубление становится нецелесообразным (рис. 3, а). Для объяснения этого эффекта рассмотрим картину проникновения вторичного фронта вглубь пласта при фиксированном расстоянии между скважинами $L = 2.5H$ для различных величин K_μ (рис. 5). При изменении соотношения L/H можно наблюдать геометрически схожую картину движения фронтов вытеснения, поэтому, опираясь на данное поле, можно оценить глубину проникновения вторичного фронта для различных вариантов расстояния между скважинами, анализируя соответствующие уровни, обозначенные на правой шкале рис. 5. Увеличение вязкости нефти приводит к уменьшению глубины проникновения вторичного фронта в пласт, поэтому достижение фронтом подошвы пласта, то есть наиболее полное вытеснение нефти становится возможным в пластах с наибольшим расстоянием между скважинами.

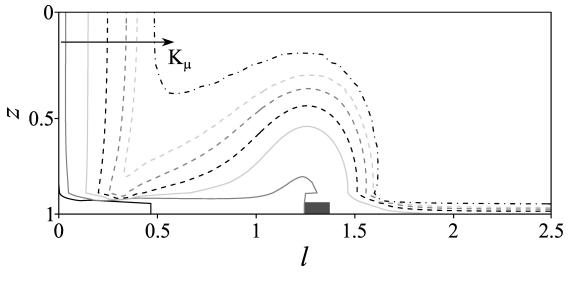


Рис. 5. Изосаты $s = 0.5$ в момент закачки $PV = 0.5$ при размещении изоляции (затемненная область) в середине трубки тока при отношениях вязкости (2)

Заключение

Выполнено исследование целесообразности заглубления интервала изоляции высокопроницаемого обводненного пропластка на основе результатов численного моделирования модельной задачи. Выделены основные структуры областей заводнения эффективной трубки тока между скважинами. На основе их поведения дан гидродинамический анализ режимов достижения предельного обводнения скважин в широком диапазоне отношения вязкости фаз при разном соотношении расстояния между скважинами.

Установлена немонотонная зависимость эффективности заглубления изоляционного материала от величины отношения вязкости вытесняющей и вытесняемой фаз для рассмотренных отношений высоты и длины области заводнения. Для нефтей незначительной вязкости заглубление изоляции малоэффективно: прирост коэффициента извлечения нефти не превышает 1 %, с увеличением вязкости нефтяной фазы прирост может достигать 10 % и более. Дальнейшее увеличение вязкости нефтяной фазы и сокращение расстояния между скважинами влечет снижение эффекта от заглубления изоляции.

Финансирование

Работа выполнена за счет гранта Республики Татарстан, предоставленного молодым ученым и молодежным научным коллективам на проведение научных исследований в наиболее перспективных и значимых для развития Республики Татарстан областях.

Литература

Бахшян Н.А. (2016). Снижение обводненности скважин с помощью потокоотклоняющих технологий на примере Ванкорского месторождения. *Международный научно-исследовательский журнал*, 6(2), с. 33–37.

Мазо А.Б., Поташев К.А. (2020). Суперэлементы. Моделирование разработки нефтяных месторождений: Монография. Москва: ИНФРА-М, 220 с. https://doi.org/10.12737/1043236

Мазо,А.Б., Поташев К.А., Баушин В.В., Булыгин Д.В. (2017). Расчет полимерного заводнения нефтяного пласта по модели фильтрации с фиксированной трубкой тока. *Георесурсы*, 19(1), с. 15–20. https://doi.org/10.18599/grs.19.1.3

Поташев К.А., Мазо А.Б. (2020). Численное моделирование локального воздействия на нефтяной пласт с применением фиксированных трубок тока для типичных схем заводнения. *Георесурсы*, 22(4), с. 70–78. https://doi.org/10.18599/grs.2020.4.70-78

Поташев К.А., Баушин В.В., Мазо А.Б., Рамазанов Р.Г., Шелепов В.В. (2023). Проектирование положения изолирующего материала в обводненном слое суперколлектора для пятиточечной схемы заводнения нефтяного пласта. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология*, 6, с. 144–155.

Чекалин А.Н., Конюхов В.М., Костерин А.В. (2009). Двухфазная многокомпонентная фильтрация в нефтяных пластах сложной структуры. Казань: Казан. гос. ун-т, 180 с.

Grayson C.J. (1960). Decisions under uncertainty: drilling decisions by oil and gas operators. Harvard University, Division of Research, Graduate School of Business Administration, 402 p.

Martin J.C.,Wegner R.E. (1979). Numerical Solution of Multiphase, Two-Dimensional Incompressible Flow Using Streamtube Relationships. S.P.E. Journal, October, pp. 313–323. https://doi.org/10.2118/7140-PA

Mazo, A.B., Khamidullin, M.R., Potashev, K.A. and Uraimov, A.A. (2024). Mathematical Model of Water- and Oil-Soluble Tracers Transfer in Studying Multistage Hydraulic Fracturing, Fluid Dynamics, 59(3), pp. 427–443. DOI: 10.1134/S0015462824600287

Potashev K.A., Mazo A.B., Mukhina M.V., Uraimov A.A., Maklakov D.V., Khamidullin M.R. (2024). High-speed algorithm for computing the inflow to multiple-fractured horizontal wells using stream tubes. *Computational Geosciences*, 28(4). doi: 10.1007/s10596-024-10322-w

Salimyanova D.R., Potashev K.A. (2023). Numerical simulation of high-permeability waterflooded sublayer water shut-off under uncertainty of its location in a petroleum reservoir. *SOCAR Proceedings*, 4, pp. 92–98. http://dx.doi.org/10.5510/OGP20230400921

Thiele M.R. (1994). Modeling Multiphase Flow in Heterogeneous Media Using Streamtubes. PhD dissertation. Stanford University, Dept. of Petroleum Engineering, Stanford, CA, 217 p.

Willhite G.P. (1986). Waterflooding. Richardson: SPE Textbook Series, 331 p. https://doi.org/10.2118/9781555630058

Сведения об авторах

Дилара Радиковна Салимьянова – магистрант, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 35
e-mail: Dilara.Salimyanova@gmail.com

Константин Андреевич Поташев – доктор физ.-мат. наук, доцент, заведующий кафедрой аэрогидромеханики Института математики и механики им. Н. И. Лобачевского, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 35
e-mail: kpotashev@mail.ru

Вячеслав Валерьевич Баушин – генеральный директор, ООО «ИМПЕЛ-СОФТ»
Россия, 420111, Казань, ул. Лобачевского, д. 10
e-mail: baushinv@mail.ru

Статья поступила в редакцию 18.10.2024;
Принята к публикации 06.03.2025;
Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

The Expediency of Remote Location From an Injection Well of Water Shut-off Material in a High-permeability Sublayer

D.R. Salimyanova[1], K.A. Potashev[1,2], V.V. Baushin[3]*

[1]*Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation*

[2]*Kazan State Power Engineering University, Kazan, Russian Federation*

[3]*IMPEL-SOFT LLC, Kazan, Russian Federation*

[*]*Corresponding author: Dilara R. Salimyanova, e-mail: Dilara.Salimyanova@gmail.com*

Abstract. The paper investigates the expediency of placement a water shut-off material in a high-permeability watered sublayer away from the injection well. This scenario of location the blocking agent with complex rheological properties in a reservoir requires reliable design and accurate control of execution, which significantly complicates the reservoir treatment process and, therefore, demands well-founded justification. The analysis of the impact of the viscosity ratio between the injected and produced fluids, as well the distance between the injection and production wells, on the effectiveness of shut-off measures was performed based on a series of multivariate simulations. The waterflooding process is simulated using g a high-speed computing two-dimensional model of stream tube with a computational block size of about 0.1 m. Applying of this a model allowed to reproduce small-scale hydrodynamic effects and the flow structure in the area of a relatively thin high-permeability sublayer and near the interval of its isolation with a high degree of detail. The fundamental dynamic structures of the waterflooding areas of the effective stream tube between the wells are introduced. The dependence of the optimal location from the injection well to the optimal location of the blocking material, which provides the maximum increase in oil recovery at a fixed level of water cut, on the variable parameters is revealed. A hydrodynamic analysis of various modes of waterflooding of the inter-well area of the formation is presented. This analysis simplifies the prediction and decision-making on the advisability of a remote location of the blocking material for a given ratio of phase viscosity and distance between wells.

Keywords: petroleum reservoir, high-permeability layer, non-productive injection, water shut-off, two-phase flow, model of stream tube.

Acknowledgements

This study was supported by a grant from the Republic of Tatarstan, awarded to young scientists and youth research teams for conducting scientific research in the most promising and strategically important fields for the development of the Republic of Tatarstan.

Recommended citation: Salimyanova D.R., Potashev K.A., Baushin V.V. (2025). The Expediency of Remote Location From an Injection Well of Water Shut-off Material in a High-permeability Sublayer. *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 261–266. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.27

References

Bakhshyan N.A. (2016). The reduction of water content of wells with flow diverter technology on the example of Vankor field. *Mezhdunarodnyy nauchno-isledovatel'skiy zhurnal*, 6(2), pp. 33–37. (In Russ.)

Chekalin A.N., Konyukhov V.M., Kosterin A.V. (2009). Two-phase multicomponent filtration in oil reservoirs of complex structure. Kazan: Kazan State University, 180 p. (In Russ.)

Grayson C.J. (1960). Decisions under uncertainty: drilling decisions by oil and gas operators. Harvard University, Division of Research, Graduate School of Business Administration, 402 p.

Martin J.C.,Wegner R.E. (1979). Numerical Solution of Multiphase, Two-Dimensional Incompressible Flow Using Streamtube Relationships. S.P.E. Journal, October, pp. 313–323. https://doi.org/10.2118/7140-PA

Mazo A.B., Khamidullin M.R., Potashev K.A. and Uraimov A.A. (2024). Mathematical Model of Water- and Oil-Soluble Tracers Transfer in Studying Multistage Hydraulic Fracturing. *Fluid Dynamics*, 59(3), 427–443.

Mazo A.B., Potashev K.A. (2020). Superelements. Modelling of oil fields development. Moscow: INFRA-M, 220 p. (In Russ.) https://doi.org/10.12737/1043236

Mazo A.B., Potashev K.A., Baushin V.V., Bulygin D.V. (2017). Numerical simulation of oil reservoir polymer flooding by the model of fixed stream tube. *Georesursy = Georesources*, 19(1), pp. 15–20. https://doi.org/10.18599/grs.19.1.3

Potashev K.A., Mazo A.B., Mukhina M.V., Uraimov A.A., Maklakov D.V., Khamidullin M.R. (2024). High-speed algorithm for computing the inflow to multiple-fractured horizontal wells using stream tubes. *Computational Geosciences*, 28(4). doi: 10.1007/s10596-024-10322-w

Potashev K.A., Mazo A.B. (2020). Numerical modeling of local effects on the petroleum reservoir using fixed streamtubes for typical waterflooding schemes. *Georesursy = Georesources*, 22(4), pp. 70–78. https://doi.org/10.18599/grs.2020.4.70-78

Potashev K.A., Mazo A.B., Mukhina M.V., Uraimov A.A., Maklakov D.V. and Khamidullin M.R. (2024). High-speed algorithm for computing the inflow to multiple-fractured horizontal wells using stream tubes, *Computational Geosciences*, 28(4). doi: 10.1007/s10596-024-10322-w.

Salimyanova D.R., Potashev K.A. (2023). Numerical simulation of high-permeability waterflooded sublayer water shut-off under uncertainty of its location in a petroleum reservoir. *SOCAR Proceedings*, 4, pp. 92–98. http://dx.doi.org/10.5510/OGP20230400921

Thiele M.R. (1994). Modeling Multiphase Flow in Heterogeneous Media Using Streamtubes. PhD dissertation. Stanford University, Dept. of Petroleum Engineering, Stanford, CA, 217 p.

Willhite G.P. (1986). Waterflooding. Richardson: SPE Textbook Series, 331 p. https://doi.org/10.2118/9781555630058

About the Authors

Dilara R. Salimyanova – Master's student, Kazan (Volga Region) Federal University

35 Kremlevskya st., Kazan, 420008, Russian Federation

e-mail: Dilara.Salimyanova@gmail.com

Konstantin A. Potashev – Dr. Sci. (Physics and Mathematics), Associate Professor, Head of the Fluid Mechanics Department at the Lobachevsky Institute of Mathematics and Mechanics, Kazan (Volga Region) Federal University

35 Kremlevskya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Vyacheslav V. Baushin – General Director, IMPEL-SOFT LLC

10 Lobachevsky st., Kazan, 420111, Russian Federation

Manuscript received 18 October 2024;
Accepted 6 March 2025; Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georesurs.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.12 УДК 553.982

Моделирование карбонатного резервуара сверхвязкой нефти казанского яруса для определения приоритетных направлений освоения

Р.А. Мударисова[1], Р.Г. Лукьянова[1], С.Е. Валеева[1,2], Б.В. Успенский[1], Д.И. Петрова[1], И.И. Мухаматдинов[1]*

[1]*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия*

[2]*Институт проблем экологии и недропользования Академии наук Республики Татарстан, Казань, Россия*

В работе представлен анализ трехмерной геологической модели Горского резервуара сверхвязкой нефти, расположенного на восточном борту Мелекесской впадины (граница Республики Татарстан и Самарской области). Основными продуктивными отложениями являются реликтово-органогенный известковистый доломит и оолитовый известковистый доломит казанского яруса. Геологическая модель Горского резервуара включала литолого-фациальную и петрофизическую модели и модель насыщения. Литолого-фациальная модель, созданная с целью определения характера пространственного распределения органогенных, оолитовых и других морских образований, применялась для восстановления палеогеографической обстановки осадконакопления и показала, что стратиграфическая последовательность осадконакопления карбонатных отложений представляется в виде восьми этапов. Целью построения петрофизической модели и модели насыщения являлось определение приоритетных направлений освоения карбонатного резервуара сверхвязкой нефти казанского яруса. Выполнена оценка нефтенасыщенных объемов пород, обладающих кондиционной нефтенасыщенностью в пределах основных литотипов. На долю реликтово-органогенного доломита приходится 60% нефтенасыщенного объема пород, а на долю оолитового доломита – 40%. Несмотря на то, что реликтово-органогенный доломит более нефтепродуктивен, при этом он обладает худшими коллекторскими свойствами. Для освоения Горской залежи сверхвязкой нефти первоочередными являются участки с улучшенными петрофизическими характеристиками и высоким коэффициентом нефтенасыщенности с применением паротепловых методов.

Ключевые слова: реликтово-органогенный известковистый доломит, оолитовый известковистый доломит, трехмерная геологическая модель, сверхвязкая нефть, Горское месторождение, освоение залежи, Мелекесская впадина

Для цитирования: Мударисова Р.А., Лукьянова Р.Г., Валеева С.Е., Успенский Б.В., Петрова Д.И., Мухаматдинов И.И. (2025). Моделирование карбонатного резервуара сверхвязкой нефти казанского яруса для определения приоритетных направлений освоения. *Георесурсы,* 27(1), с. 267–274. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.12

Введение

В старых нефтегазоносных провинциях наблюдается тенденция падения темпов добычи традиционных углеводородов (УВ), поэтому поиск и освоение трудноизвлекаемых запасов и нетрадиционных коллекторов становится все актуальнее, а их запасы, к каковым относятся и сверхвязкие нефти, служат источником прироста углеводородного сырья в регионе. По геологии, геохимии и освоению отложений нетрадиционных УВ Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций, сверхвязких нефтей и природных битумов пермской системы Татарстана и прилегающих территорий опубликовано много работ (Хисамов и др., 2022; Прищепа, 2019; Каюкова и др., 2015; Шарогородский, Ахметшин, 2013; Муслимов и др., 2012; и др.).

Целью настоящей работы являлось определение приоритетных направлений освоения месторождений сверхвязкой нефти (СВН) карбонатных отложений казанского яруса в пределах Мелекесской впадины на основе изучения особенностей геологического строения и формирования Горского месторождения СВН, расположенного на границе Республики Татарстан и Самарской области.

Горское месторождение СВН является одним из крупных в камышлинском горизонте казанского яруса на территории северо-восточного борта Мелекесской впадины;

* Ответственный автор: Раушания Айдаровна Мударисова
e-mail: rayshania@mail.ru

© 2025 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

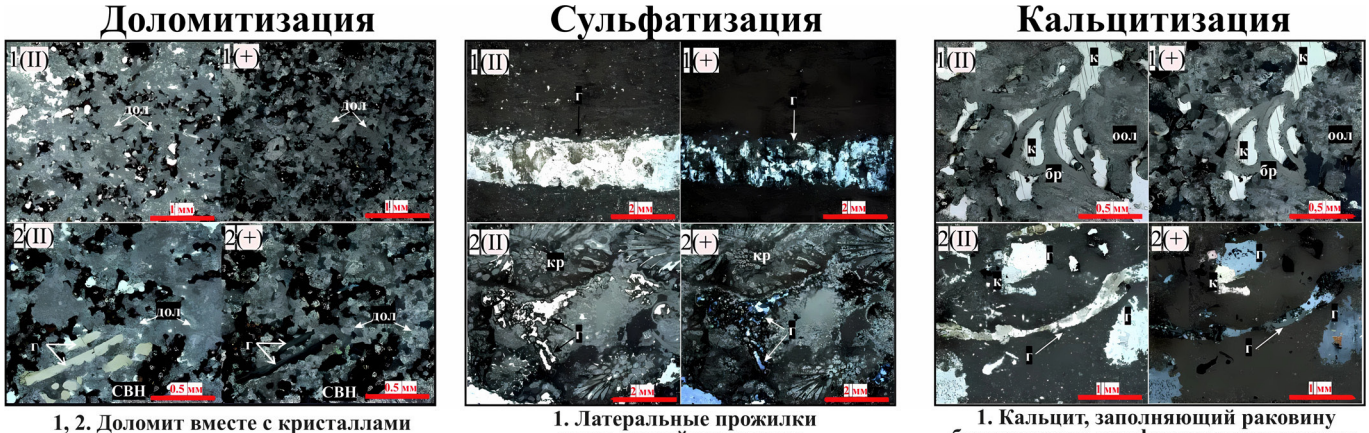
в настоящее время месторождение недоизучено и не введено в разработку. Отличительной особенностью изучаемого месторождения от разрабатываемых месторождений СВН уфимского яруса является то, что пласт-коллектор сложен двумя основными литотипами – реликтово-органогенными и оолитовыми известковистыми доломитами (по классификации Р. Данхема (Dunham, 1962) – доломитовым баундстоуном и доломитовым оолитовым пакстоуном), и подвергался длительным постседиментационным преобразованиям (рис. 1), таким как доломитизация, вторичная кальцитизация, сульфатизация. По классификации Н.Р. Джеймса (James, Bourque, 1992) органогенная постройка Горского участка раннеказанского возраста по своей морфологии и особенностям эволюции относится к скелетным холмам. Они отличаются от классических рифов отсутствием типичных массивных каркасных организмов, тыловых и передовых шлейфов, угол наклона слоев составляет менее 40°. Горская структура имеет тектоно-седиментационный генезис, что отражено в работе (Мударисова и др., 2021).

Для анализа нефтеносного потенциала карбонатных пород-коллекторов и выявления закономерностей их распространения в объеме резервуара авторами ранее был проведен обширный ряд лабораторных исследований керна: рентгенофлуоресцентный и изотопный анализы, анализ спектров, полученных методом электронного парамагнитного резонанса, а также фильтрационно-емкостных свойств и характера нефтенасыщения (Мударисова, 2024; Мударисова и др., 2022). Пустотное пространство основных литотипов может быть заполнено как сверхвязкой нефтью, так и кальцитом или сульфатами. Эффективная пористость обусловлена, во-первых, особенностями осадконакопления – первичной межформенной пористостью, образованной за счет пузырьков газа от деятельности водорослей (Королев и др., 2013), а во-вторых, диагенетическими и эпигенетическими преобразованиями пород – каверновой пористостью 2-го типа (Lucia, 1995). Комплексирование результатов петрофизических исследований и палеотектонических реконструкций позволили определить генезис казанского нефтеносного резервуара: ловушка в пределах Горского участка сформировалась в условиях неглубокого теплого моря и имеет органогенную природу. Очевидно, что в исследуемом районе располагается целый ряд ловушек подобного генезиса (Мударисова, 2024), которым присущи аналогичные закономерности распределения фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) сложного неоднородного карбонатного коллектора.

На Горском месторождении оолитовый и реликтово-органогенный известковистые доломиты сформировались в различных палеофациальных условиях и претерпевали разные постседиментационные преобразования, при этом в реликтово-органогенном доломите, из-за большей первичной пустотности, существовали наилучшие условия для проникновения агрессивных вод в тело разрушающейся залежи, поэтому он претерпевал значительные постседиментационные изменения (Мударисова, 2024).

На закономерности локализации сверхвязкой нефти в пределах карбонатных резервуаров в отложениях казанского яруса Мелекесской впадины наибольшее влияние оказали следующие факторы: распределение основных литотипов в ловушках, степень их постседиментационной преобразованности, ухудшающей ФЕС пород (Королев и др., 2013; Сахибгареев, 1989), наличие источников мигрирующих УВ (Успенский, Валеева, 2008), а также биодеградация залежи в процессе гипергенных изменений (Каюкова и др., 2014; Курбский, 1987), вследствие чего ухудшаются и свойства углеводородного флюида. Высокая вязкость и значительное содержание смолисто-асфальтеновых соединений затрудняют освоение месторождений СВН на естественном режиме и с использованием заводнения (Shah et al., 2010).

Для определения приоритетных направлений освоения месторождений СВН наиболее важным является изучение ФЕС и кондиционного характера нефтенасыщения пластов-коллекторов. На основе анализа геологической модели карбонатного резервуара можно провести геометризацию органогенных структур и сопутствующих оолитовых отмелей, а также прогнозирование зон с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами и повышенным



1, 2. Доломит вместе с кристаллами гипса в оолитовом доломите

1. Латеральные прожилки гипса разной генерации; 2. Гипс заполняет (меж)форменные элементы в реликтово-органогенном доломите

1. Кальцит, заполняющий раковину брахиоподы и межформенные элементы в оолитовом доломите; 2. Среднекристаллический кальцит и гипс заполняют выщелоченное пространство в доломите

Рис. 1. Виды постседиментационных преобразований пласта-коллектора Горского месторождения СВН (петрографические фотографии шлифов при двух положениях николей || и +): г – гипс, дол – доломит, к – кальцит, оол – оолиты, бр – брахиопода, кр – криноидея, СВН – сверхвязкая нефть

нефтенасыщением. Геологическое моделирование дает возможность обозначить приоритетные участки для разбуривания и освоения месторождения (Lonoy, 2006).

Методика исследований

С целью определения условий формирования осадочных образований авторами проведен фациально-генетический анализ, в основу которого были положены данные о строении и составе карбонатных отложений уфимско-раннеказанского карбонатно-терригенного битуминозного комплекса, изученного ранее в работах Б.В. Успенского, Р.Х. Муслимова, Р.С. Хисамова, Е.Д. Войтовича, С.С. Эллерна, И.М. Акишева и др. (Хисамов и др., 2022; Успенский, Валеева, 2008; Виноходова, Эллерн, 1985; и др.). Фациальный анализ включал в себя первичное определение обстановок осадконакопления и проводился на основе различных атласов и методических пособий (Фортунатова и др., 2005; Морозов, Козина, 2007; Морозов и др., 2008). Его применение позволило определить палеогеографические обстановки осадконакопления отложений, для чего ранее были проведены петрографические описания шлифов, рентгенофлуоресцентный анализ и исследование с помощью электронного парамагнитного резонанса (Мударисова, 2024).

На более чем 1000 образцах керна, отобранных из скважин структурного бурения, определены литотипы пород, коэффициенты открытой пористости, проницаемости и нефтенасыщенности (объемная и по массе), проведена их интерпретация. Вышеперечисленные исследования легли в основу геологической концептуальной 3D модели камышлинского горизонта казанского яруса Горского месторождения СВН, в которой принята соответствующая система осадконакопления.

1. Карбонатные породы камышлинского горизонта несогласно залегают на размытой поверхности сакмарского яруса.

2. Основными продуктивными литотипами являются реликтово-органогенный и оолитовый известковистые доломиты.

3. Верхняя граница продуктивной толщи литологически проводится по смене карбонатных пород камышлинского горизонта на плотные разности терригенных пород красноярского горизонта казанского яруса (Мударисова, 2024; Судаков и др., 2024; Чемоданов и др., 2017; Успенский, Валеева, 2008).

Геологическая 3D модель Горского месторождения СВН включает в себя литолого-фациальную, петрофизическую модели и модель насыщения, построение которой проводилось в программном комплексе «Petrel».

Построение литолого-фациальной модели помогает провести оценку системы осадконакопления по аналогии с похожими условиями в мировых практиках (например, Fagerstrom, 1987; Riding, 2002; Handford, 1988; Martin et al., 2017; и др.). Ориентация и геометрия являются ключевыми диагностическими признаками при идентификации отложений органогенных и оолитовых мелководных фаций.

Результаты

1. Литолого-фациальная модель. Закономерности размещения органогенных, оолитовых и других морских фаций в камышлинское время в пределах Горского участка установлены на основе выделения кубов литологических типов карбонатов. Комплексирование литолого-фациальной модели с вышеописанными исследованиями кернового материала (Мударисова и др., 2022; Мударисова, 2024) на основе литолого-палеографических построений В.И. Игнатьева (Игнатьев, 1976) позволили провести восстановление палеогеографической обстановки в изучаемое время. Стратиграфическая последовательность осадконакопления карбонатных отложений представляется в виде восьми этапов (Мударисова, 2024). Заключительный этап представлен на рис. 2.

2. *Петрофизическая модель* представлена моделью открытой пористости и двумя моделями проницаемости (вдоль и поперек напластования).

По результатам обработки лабораторных исследований (Мударисова, 2024) для основных литотипов коллекторов Горского месторождения СВН получены уравнения корреляционных зависимостей коэффициентов открытой пористости от проницаемости, которые представлены на рис. 3 и учтены при построении петрофизической модели.

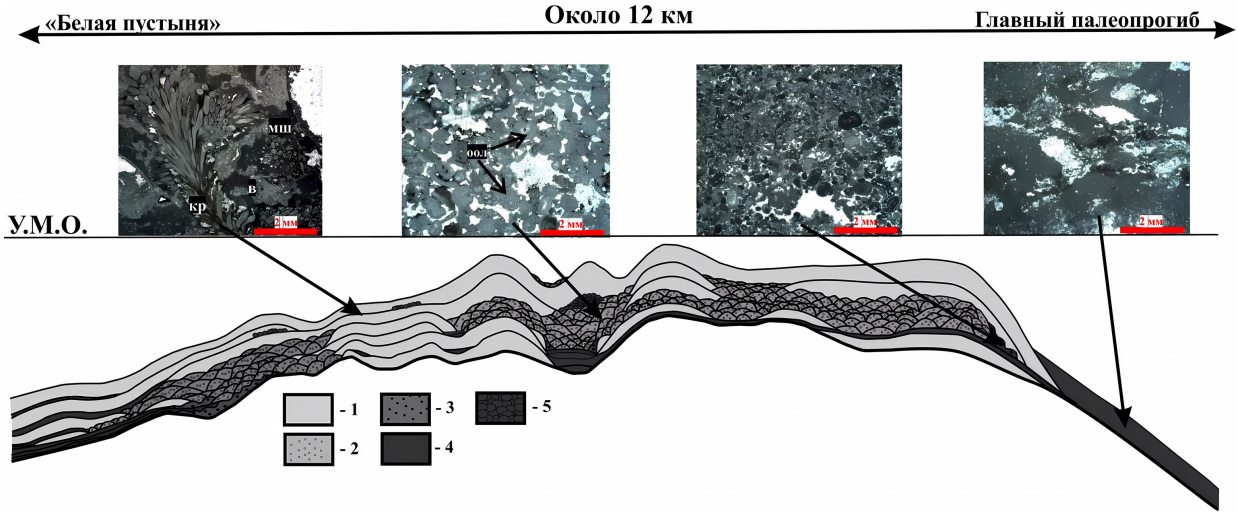


Рис. 2. Условная иллюстрация заключительного этапа осадконакопления карбонатных отложений к концу камышлинского времени: 1 – органогенные фации, 2 – оолитовые мелководные фации, 3 – фации открытого шельфа, 4 – глубоководные фации, 5 – брекчии. УМО – уровень мирового океана. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

Модель насыщения (по массе) строилась с выделением пропластков, обладающих нефтенасыщенностью выше и ниже кондиционной, за кондицию принято значение 4,5% (Успенский и др., 2008). Коэффициент нефтенасыщенности (по массе) определялся по результатам изменения массы размолотых экстрагированных образцов с учетом их объема.

Обсуждение результатов

Геологическое 3D моделирование позволило не только представить основные особенности геологического строения Горской ловушки, но и определить тип залежи нефти камышлинского горизонта казанского яруса: несмотря на то, что резервуаром является органогенная ловушка, залежь нефти имеет вид линзы и относится к литологически ограниченному типу. Водонефтяной контакт залежи отсутствует, нефтенасыщение на периферии линзовидного тела уменьшается и сходит на нет. В плане залежь имеет почти изометричную форму с размерами 7×11 км, нефтенасыщенные толщины составляют 2–16 м.

В целом по изучаемым карбонатным отложениям казанского яруса установлено, что ФЕС и значение нефтенасыщенности у оолитового доломита выше, чем у реликтово-органогенного доломита (Мударисова, 2024).

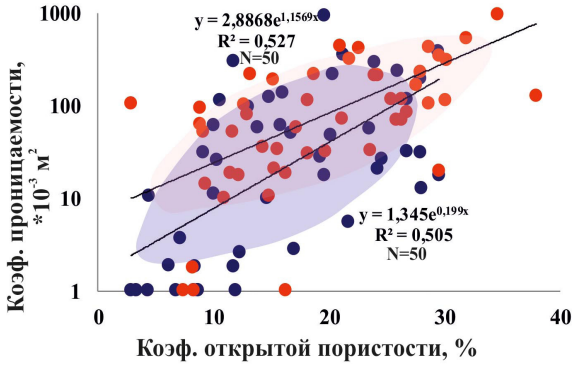


Рис. 3. Зависимость коэффициента проницаемости от коэффициента открытой пористости (Мударисова, 2024). Синие круги – реликтово-органогенный доломит, красные – оолитовый доломит

Наиболее высокими значениями петрофизических свойств и коэффициента нефтенасыщенности, согласно геологической модели, характеризуются участки залежи, пространственно приуроченные к склоновым частям структуры и занимающие преимущественно центральную часть разреза камышлинского горизонта (рис. 4). В сводовой и подошвенной частях камышлинского горизонта казанского яруса отмечается некоторая тенденция ухудшения коллекторских свойств карбонатного резервуара. Причиной этого являются процессы сульфатизации, вторичной кальцитизации и уплотнение карбонатных пород (Сахибгареев, 1989).

В рамках геологического моделирования определялась эффективная нефтенасыщенная толщина пропластков с коэффициентом нефтенасыщенности по массе породы более 4,5% (рис. 5-1, 5-3) (кондиционное значение нефтенасыщенности). Для обоих изучаемых продуктивных литотипов отмечается схожая тенденция: максимальная нефтенасыщенная толщина достигает 12–16 м, минимальная – 2–4 м. При этом пониженные эффективные нефтенасыщенные толщины наблюдаются на наиболее крутых склонах структуры.

Для обоих продуктивных литотипов проводилось построение карт открытой пористости также для пропластков с коэффициентом нефтенасыщенности по массе породы более 4,5% (рис. 5-2, 5-4). И для реликтово-органогенного доломита, и для оолитового доломита при сравнении карт эффективных нефтенасыщенных толщин и открытой пористости участки с высокими значениями параметров не совпадают друг с другом (рис. 5). Низкая корреляционная зависимость между открытой пористостью и нефтенасыщенностью для обоих литотипов объясняется вариативной концентрацией СВН в коллекторах Горского месторождения (Мударисова, 2024).

Освоение биодеградированных залежей сверхвязкой нефти, в условиях постседиментационных преобразований пород-коллекторов и вариативной нефтенасыщенности, характеризующихся аномальной вязкостью УВ и повышенным содержанием смолисто-асфальтеновых соединений, по аналогии с залежами уфимского яруса может проводиться при помощи технологии каталитического

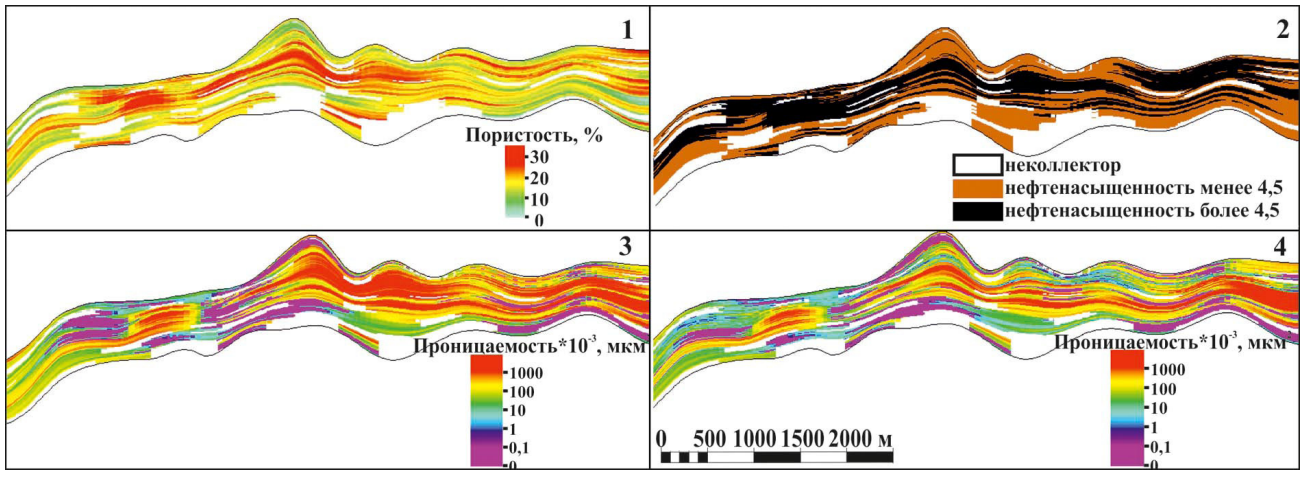


Рис. 4. Геологические разрезы (линия профиля представлена на рисунке 5) из петрофизической модели и модели насыщения (Мударисова, 2024): Куб пористости (1); Куб характера насыщения (2); Куб проницаемости параллельной напластованию (3); Куб проницаемости, перпендикулярной напластованию (4)

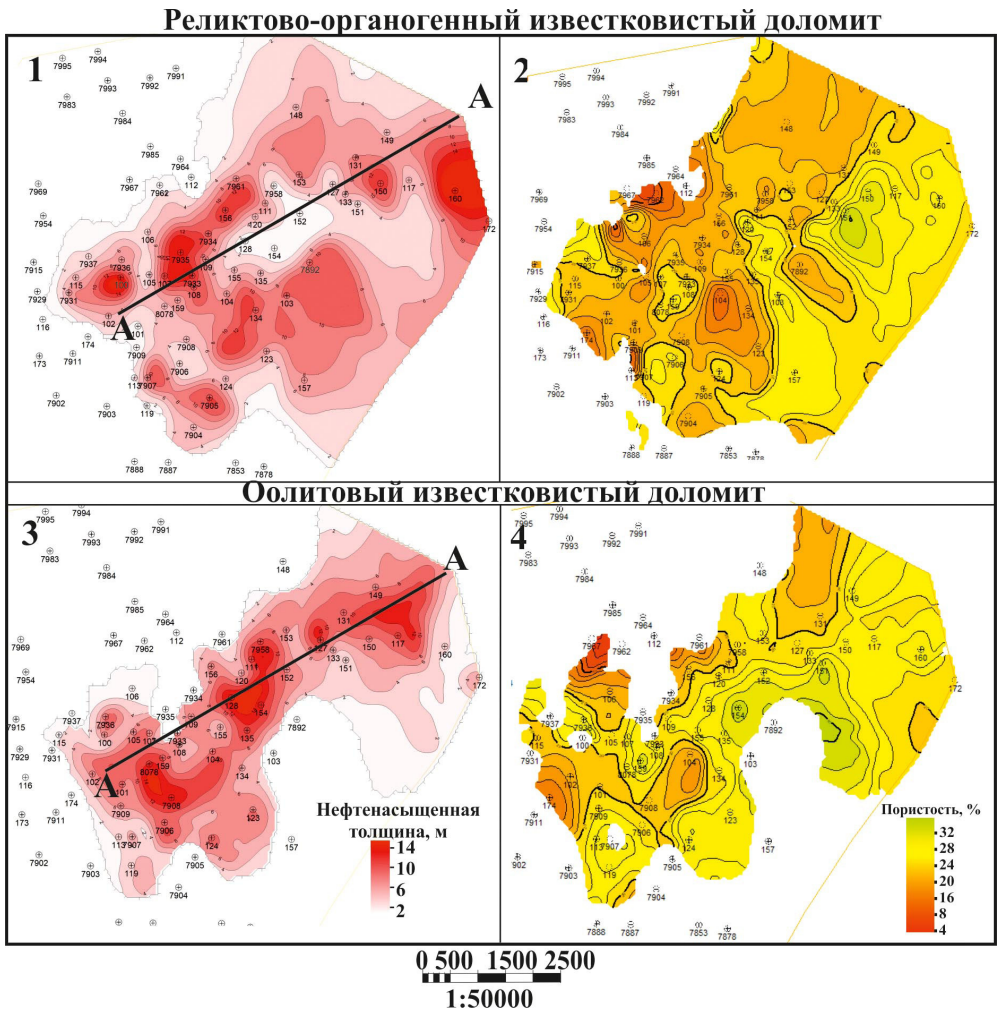


Рис. 5. Карты эффективных нефтенасыщенных толщин отложений камышлинского горизонта казанского яруса (1, 3). Карты открытой пористости (2, 4) (Мударисова, 2024).

акватермолиза. Применение прекурсоров катализаторов совместно с паротепловым воздействием на пласт создаст условия для облагораживания сверхвязкой нефти *in situ* (частичной переработки тяжелых фракций в пласте) и таким образом позволит снизить вязкость добываемой нефти, улучшив при этом ее качественный состав. Это позволяет увеличить дебит нефти и снизить паронефтяной фактор (Falebita et al., 2022).

С использованием трехмерного геологического моделирования выполнена оценка нефтенасыщенных объемов пород, обладающих кондиционной нефтенасыщенностью, в пределах основных литотипов коллекторов. На долю реликтово-органогенного известковистого доломита приходится 60% нефтенасыщенного объема пород, а на долю оолитового известковистого доломита – 40%. При этом, в пределах Горского месторождения реликтово-органогенный известковистый доломит имеет более широкое распространение, хотя обладает худшими коллекторскими свойствами.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать вывод, что выделить отдельный литотип, как приоритетный объект для опытно-промышленного освоения залежи СВН, не представляется возможным. Однако для разработки Горского месторождения СВН первоочередными являются участки с улучшенными петрофизическими характеристиками и высоким коэффициентом нефтенасыщенности с применением паротепловых методов. Такие участки преимущественно локализованы на пологих склонах структур и в центральной части разреза камышлинского горизонта (рис. 4).

Заключение

Осадконакопление в раннеказанское время в пределах Горского участка происходило в условиях мелководного морского бассейна с образованием органогенных построек и оолитовых отмелей. Согласно построенной литолого-фациальной модели Горского месторождения СВН, на основе интерпретации лабораторных данных и изучения истории осадконакопления, авторами выявлена стратиграфическая последовательность, представленная в виде восьми этапов.

Первоочередными для разработки Горской залежи СВН и подобных ей залежей Мелекесской впадины, продуктивный пласт которых представлен органогенными и оолитовыми разностями, являются участки с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами и повышенной нефтенасыщенностью, расположенные преимущественно на пологих склонах структур и в центральной части карбонатного резервуара казанского яруса. Освоение залежей сверхвязкой нефти рекомендуется проводить с применением паротепловых методов добычи.

Финансирование

Работа выполнена за счет гранта Республики Татарстан, предоставленного молодым ученым и молодежным научным коллективам на проведение научных исследований в наиболее перспективных и значимых для развития Республики Татарстан областях.

Литература

Виноходова Г.В., Эллерн С.С. (1985). О строении нижней части казанского яруса востока Мелекесской впадины и особенности распределения битумов. *Геология и геохимия нефтей и природных битумов*. Казань: Казан. ун-т, с. 8–25.

Игнатьев В.И. (1976). Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 256 с.

Каюкова Г.П., Петров С.М., Успенский Б.В. (2015). Свойства тяжелых нефтей и битумов пермских отложений Татарстана в природных и техногенных процессах. Москва: ГЕОС, 343 с.

Королев Э.А., Хузин И.А., Галеев А.А., Леонова Л.В. (2013). Особенности эпигенетических преобразований доломитов Сюкеевского месторождения битумов. *Нефтяное хозяйство*, 6, с. 16 –18.

Курбский Г.П. (1987). Геохимия нефтей Татарии. Москва: Издательство «Наука», 168 с.

Морозов В.П., Королев Э.А., Кольчугин А.Н. (2008). Карбонатные породы визейского, серпуховского и башкирского ярусов нижнего и среднего карбона. Казань: ПФ «ГАРТ», 182 с.

Морозов В.П., Козина Е.А. (2007). Карбонатные породы турнейского яруса нижнего карбона. Казань: ПФ «ГАРТ», 201 с.

Мударисова Р.А. Лукьянова Р.Г., Успенский Б.В. (2021). Палеотектонические реконструкции условий формирования Горского месторождения сверхвязкихнефтей. *Нефтяное хозяйство*, 6, с 27–31, https://doi.org/10.24887/0028-2448-2021-6-27-31

Мударисова Р.А., Волков Ю.В., Хасанова Н.М., Успенский Б.В. (2022). Характеристика карбонатных пород-коллекторов раннеказанского возраста Горского месторождения сверхвязкой нефти, изученных методом электронного парамагнитного резонанса. *Георесурсы*, 24(3), с. 90–98. https://doi.org/10.18599/grs.2022.3.8

Мударисова Р.А. (2024). Условия образования среднепермского карбонатного резервуара Горского месторождения сверхвязкой нефти Мелекесской впадины. *Дис.канд. геол.-минерал. наук*. Казань, 169 с.

Муслимов Р.Х., Романов Г.В., Каюкова Г.П. (2012). Комплексное освоение тяжелых нефтей и природных битумов пермской системы в республике Татарстан Казань: Издательство «Фэн», 396 с.

Прищепа О.М. (2019). Состояние сырьевой базы и добычи трудноизвлекаемых запасов нефти в России Минеральные ресурсы России. *Экономика и управление,* 5(168), с. 14–20.

Сахибгареев Р.С. (1989). Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей Ленинград: Недра, 260 с.

Судаков В.А., Валидов М.В., Делёв А.Н., Новикова С.П. (2024). Особенности геологического моделирования залежей сверхвязких нефтей пермских отложений на Юго-Востоке Республики Татарстан. *Сборник тезисов докладов научно-практической конференции «БайкалГео24»*, Иркутск, с. 171–176.

Успенский Б.В., Валеева И.Ф. (2008). Геология месторождений природных битумов Республики Татарстан Казань: Изд-во ПФ «ГАРТ», 347 с.

Фортунатова Н.К., Карцева О.А., Баранова А.В., Агафонова Г.В., Офман И.П. (2005). *Атлас структурных компонентов карбонатных пород*. М.: ВНИГНИ, 440 с.

Хисамов Р.С., Бачков А.П., Войтович С.Е., Ахметшин А.З., Сухов К.А. (2022). Геологические основы поисков и разведки месторождений сверхвязкой нефти в центральной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции Казань: Издательство «Наследие нашего народа», 184 с.

Чемоданов А.Е., Судаков В.А., Усманов С.А., Хайртдинов Р.К., Ахмадуллин Р.Р. (2017). Применение геохимической модели для мониторинга разработки месторождений сверхвязкой нефти с использованием паротепловых методов. *Нефтяное хозяйство*, 9, с. 104–107. doi: 10.24887/0028-2448-2017-9-104-107

Шарогородский И.Е., Ахметшин А.З. (2013). Нефтеносность пермских отложений в северной части Оренбургской области. *Георесурсы*, 1(51), с. 36–39. https://doi.org/10.18599/grs.51.1.9

Dunham R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture Classification of carbonate rock. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, pp. 108–121. https://doi.org/10.1306/M1357

Fagerstrom J.A. (1987). The evolution of reef communities. New York: Wiley, 15, 600 p.

Falebita OA, Koul S, Taylor IW. (2022). Unconventional energy resources: a system dynamics evaluation of social, environment and economic aspects. *Int J Energy Environ Eng*., 13, pp. 483–98. https://doi.org/10.1007/s40095-021-00448-3

Handford C.R. (1988). Review of carbonate sand-belt deposition of ooid grainstones and application to Mississippian reservoir, Damme Field, Southwestern Kansas. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull*.б 72(10), pp. 1184–1199. https://doi.org/10.1306/703C9974-1707-11D7-8645000102C1865D

James N.P., Bourque P.A. (1992). Reef and mounds Facies Models: Response to Sea Level Change: Geological association of Canada, pp. 323–347.

Lonoy A. (2006). Making sense of carbonate pore systems. *AAPG Bull*., 90(9), pp. 1381–1405. https://doi.org/10.1306/03130605104.

Lucia F.J. (1995). Rock-fabric / petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *AAPG Bull*, 79 (9), pp. 1275–1300. https://doi.org/10.1306/7834D4A4-1721-11D7-8645000102C1865D

Martin K.G., Totten M.W., Raef A. (2017). Characterization of a reservoir ooid shoal complex and Artificial Neural Networks application in lithofacies prediction: Mississippian St. Louis formation, Lakin fields, western Kansas. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 150, pp. 1–12. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2016.11.028.

Riding R. (2002). Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58 (1–2), pp. 163–231. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00089-7

Shah A., Fishwick R., Wood J., Leeke G., Rigby S., Greaves M. (2010). A review of novel techniques for heavy oil and bitumen extraction and upgrading. *Energy Environ*. *Sci*., 3, pp. 700–714. DOI: 10.1039/b918960b

Сведения об авторах

Раушания Айдаровна Мударисова – кандидат геол.-минерал. наук, старший преподаватель кафедры геологии нефти и газа им. акад. А.А. Трофимука Института геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5
e-mail: rayshania@mail.ru

Резеда Габдрашитовна Лукьянова – кандидат геол.-минерал. наук, доцент кафедры геологии нефти и газа им. акад. А.А. Трофимука Института геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5
e-mail: rezeda-l@yandex.ru

Светлана Евгеньевна Валеева – старший преподаватель кафедры геологии нефти и газа им. акад. А.А. Трофимука Института геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет; старший научный сотрудник лаборатории геологического и экологического моделирования, Институт проблем экологии и недропользования Академии наук Республики Татарстан

Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5
e-mail: ssalun@mail.ru

Борис Вадимович Успенский – доктор геол.-минерал. наук, заведующий кафедрой геологии нефти и газа им. акад. А.А. Трофимука Института геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5
e-mail: borvadus@rambler.ru

Дарья Ивановна Петрова – кандидат геол.-минерал. наук, старший преподаватель кафедры разработки и эксплуатации месторождений трудноизвлекаемых углеводородов Института геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420111, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5
e-mail: DaIPetrova@kpfu.ru

Ирек Изаилович Мухаматдинов – кандидат техн. наук, старший научный сотрудник НИЛ «Внутрипластовое горение» Института геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420111, Казань, ул. Лобачевского, д. 1/29
e-mail: mc-gross@mail.ru

Статья поступила в редакцию 25.10.2024;
Принята к публикации 21.02.2025; Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Modeling of a Carbonate Reservoir of Ultraviscous Oil of the Kazanian Stage to Determine Priority Areas for Development

R.A. Mudarisova[1], R.G. Lukyanova[1], S.E. Valeeva[1,2], B.V. Uspensky[1], D.I. Petrova[1], I.I. Mukhamatdinov[1]*
[1]*Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russian Federation*
[2]*Research Institute for Problems of Ecology and Mineral Wealth Use of Tatarstan Academy of Sciences, Kazan, Russian Federation*
[*]*Corresponding author: Raushania A. Mudarisova, e-mail: rayshania@mail.ru*

Abstract. The presented analysis of the three-dimensional geological model of the Gorsky ultraviscous oil reservoir, located on the eastern side of the Melekess Depression (the border of the Republic of Tatarstan and the Samara region). The main productive proposals are relict-organogenic calcareous dolomite and oolitic calcareous dolomite of the Kazanian Stage. The geological model of the Gorsky reservoir included three models: lithologic-facies and petrophysical models and a saturation model. A lithofacies model, created to determine the nature of the spatial distribution of organogenic, oolitic and other marine formations, was used to reconstruct the paleogeographic sedimentation environment and showed that the stratigraphic sequence of carbonate sedimentation is represented in the form of eight stages. The purpose of constructing a petrophysical model and a saturation model was to determine priority directions for the development of the carbonate reservoir of ultraviscous oil of the Kazanian Stage. The authors assessed the oil-saturated volumes of rocks that have standard oil saturation within the main lithotypes. The share of relict-organogenic dolomite accounts for 60% of the oil-saturated volume of rocks, and the share of oolitic dolomite – 40%. Despite the fact that relict-organogenic dolomite is more oil-productive, it has worse reservoir properties. For the development of the Gorsky ultraviscous oil deposit, the priority areas are areas with improved petrophysical characteristics and a high oil saturation coefficient in combination with the use of steam-heat methods.

Keywords: relict-organogenic calcareous dolomite, oolitic calcareous dolomite, geological three-dimensional model, ultraviscous oil, Gorsky field, reservoir development.

Acknowledgements

The work was carried out at the expense of a grant from the Republic of Tatarstan, provided to young scientists and youth research teams to conduct scientific research in the most promising and significant areas for the development of the Republic of Tatarstan.

Recommended citation: Mudarisova R.A., Lukyanova R.G., Valeeva S.E., Uspensky B.V., Petrova D.I., Mukhamatdinov I.I. (2025). Modeling of a Carbonate Reservoir of Ultraviscous Oil of the Kazanian Stage to Determine Priority Areas for Development. *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 267–274. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.12

References

Chemodanov A.E., Sudakov V.A., Usmanov S.A., Khayrtdinov R.K., Akhmadullin R.R. (2017). Application of a geochemical model for monitoring the development of ultra-viscous oil fields using thermal steam methods. *Neftyanoe Khozyaystvo = Oil industry*, 9, pp. 104–107. (In Russ.) doi: 10.24887/0028-2448-2017-9-104-107

Dunham R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture Classification of carbonate rock. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, pp. 108–121. https://doi.org/10.1306/M1357

Fagerstrom J.A. (1987). The evolution of reef communities. New York: Wiley, 15, 600 p.

Falebita OA, Koul S, Taylor IW. (2022). Unconventional energy resources: a system dynamics evaluation of social, environment and economic aspects. *Int J Energy Environ Eng*., 13, pp. 483–98. https://doi.org/10.1007/s40095-021-00448-3

Fortunatova N.K., Kartseva O.A., Baranova A.V., Agafonova G.V., Ofman I.P. (2005). Atlas of structural components of carbonate rocks. Moscow: VNIGNI, 440 p. (In Russ.)

Handford C.R. (1988). Review of carbonate sand-belt deposition of ooid grainstones and application to Mississippian reservoir, Damme Field, Southwestern Kansas. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull*.б 72(10), pp. 1184–1199. https://doi.org/10.1306/703C9974-1707-11D7-8645000102C1865D

Ignatiev V.I. (1976). Formation of the Volga-Ural anteclise in the Permian period. Kazan: Kazan University, 256 p. (In Russ.)

James N.P., Bourque P.A. (1992). Reef and mounds Facies Models: Response to Sea Level Change: Geological association of Canada, pp. 323–347.

Kayukova G.P., Petrov S.M., Uspensky B.V. (2015). Properties of heavy oils and bitumen of the Permian deposits of Tatarstan in natural and technogenic processes. Moscow: GEOS, 343 p. (In Russ.)

Khisamov R.S., Bachkov A.P., Voitovich S.E., Akhmetshin A.Z., Sukhov K.A. (2022). Geological foundations of searches and exploration of super-viscous oil deposits in the central part of the Volga-Ural oil and gas province Kazan: Publishing House "Heritage of Our People", 184 p. (In Russ.)

Korolev E.A., Khuzin I.A., Galeev A.A., Leonova L.V. (2013). Features of epigenetic transformations of dolomites from the Syukeevskoe bitumen deposit. *Neftyanoe Khozyaystvo = Oil industry*, 6, pp. 16–18. (In Russ.)

Kurbsky G.P. (1987). Geochemistry of oils of Tatarstan. Moscow: Nauka, 168 p. (In Russ.)

Lonoy A. (2006). Making sense of carbonate pore systems. *AAPG Bull*., 90(9), pp. 1381–1405. https://doi.org/10.1306/03130605104.

Lucia F.J. (1995). Rock-fabric / petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *AAPG Bull*, 79 (9), pp. 1275–1300. https://doi.org/10.1306/7834D4A4-1721-11D7-8645000102C1865D

Martin K.G., Totten M.W., Raef A. (2017). Characterization of a reservoir ooid shoal complex and Artificial Neural Networks application in lithofacies prediction: Mississippian St. Louis formation, Lakin fields, western Kansas. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 150, pp. 1–12. https://doi.org/10.1016/j.petrol.2016.11.028.

Morozov V.P., Korolev E.A., Kolchugin A.N. (2008). Carbonate rocks of the Visean, Serpukhovian and Bashkirian stages of the Lower and Middle Carboniferous. Kazan: GART, 182 p. (In Russ.)

Morozov V.P., Kozina E.A. (2007). Carbonate rocks of the Tournaisian stage of the Lower Carboniferous. Kazan: GART, 201 p. (In Russ.)

Mudarisova R.A. Lukyanova R.G., Uspensky B.V. (2021). Paleotectonic reconstructions of the conditions for the formation of the Gorsky superviscous oil field. *Neftyanoe Khozyaystvo = Oil Industry*, 6, pp. 27–31. (In Russ.) https://doi.org/10.24887/0028-2448-2021-6-27-31

Mudarisova R.A., Volkov Yu.V., Khasanova N.M., Uspensky B.V. (2022). Characteristics of carbonate reservoir rocks of the Early Kazanian age of the Gorskoye super-viscous oil field, studied by electron paramagnetic resonance. *Georesursy = Georesources*, 24(3), pp. 90–98. (In Russ.) https://doi.org/10.18599/grs.2022.3.8

Mudarisova R.A. (2024). Conditions for the formation of the Middle Permian carbonate reservoir of the Gorskoe super-viscous oil field of the Melekess depression. Cand. geol.-mineral. sci. diss. Kazan, 169 p. (In Russ.)

MuslimovR.Kh., Romanov G.V., Kayukova G.P. (2012). Integrated development of heavy oils and natural bitumens of the Permian system in the Republic of Tatarstan Kazan: Fen, 396 p. (In Russ.)

Prishchepa O.M. (2019). State of the resource base and production of hard-to-recover oil reserves in Russia Mineral resources of Russia. *Economics and Management*, 5(168), pp. 14–20. (In Russ.)

Riding R. (2002). Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58 (1–2), pp. 163–231. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00089-7

Sakhibgareev R.S. (1989). Secondary changes in reservoirs in the process of formation and destruction of oil deposits. Leningrad: Nedra, 260 p. (In Russ.)

Sudakov V.A., Validov M.V., Delev A.N., Novikova S.P. (2024). Features of geological modeling of super-viscous oil deposits of the Permian sediments in the South-East of the Republic of Tatarstan. *Proc. scientific and practical conference "BaikalGeo24"*, Irkutsk, pp. 171–176. (In Russ.)

Sharogorodsky I.E., Akhmetshin A.Z. (2013). Oil content of Permian deposits in the northern part of the Orenburg region. *Georesursy = Georesources*, 1(51), pp. 36–39. (In Russ.) https://doi.org/10.18599/grs.51.1.9

Shah A., Fishwick R., Wood J., Leeke G., Rigby S., Greaves M. (2010). A review of novel techniques for heavy oil and bitumen extraction and upgrading. *Energy Environ. Sci.*, 3, pp. 700–714. DOI: 10.1039/b918960b

Uspensky B.V., Valeeva I.F. (2008). Geology of natural bitumen deposits of the Republic of Tatarstan Kazan: GART, 347 p. (In Russ.)

Vinokhodova G.V., Ellern S.S. (1985). On the structure of the lower part of the Kazanian stage in the east of the Melekess depression and the features of the distribution of bitumen. *Geology and geochemistry of oils and natural bitumen*. Kazan: Kazan. university, pp. 8–25. (In Russ.)

About the Authors

Raushania A. Mudarisova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior lecturer, Department of geology of oil and gas, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan (Volga Region) Federal University

4/5 Kremlin st., Kazan, 420111, Russian Federation

e-mail: rayshania@mail.ru

Rezeda G. Lukyanova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Associate Professor of the department oil and gas geology named A.A. Trofimuk, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan (Volga Region) Federal University

4/5 Kremlin st., Kazan, 420111, Russian Federation

Svetlana E. Valeeva – Senior lecturer, Department of geology of oil and gas, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan (Volga Region) Federal University

4/5 Kremlin st., Kazan, 420111, Russian Federation

Boris V. Uspensky – Doctor. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of the department oil and gas geology named A.A. Trofimuk, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan (Volga Region) Federal University

4/5 Kremlin st., Kazan, 420111, Russian Federation

Daria I. Petrova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior lecturer, Department of development and operation of birthplaces of hard-to-recover hydrocarbons, Institute of Geology and and Petroleum Technologies, Kazan (Volga Region) Federal University

4/5 Kremlin st., Kazan, 420111, Russian Federation

Irek I. Mukhamatdinov – Cand. Sci. (Engineering), Senior Researcher, Kazan Federal University

1/29 Lobachevsky st., Kazan, 420111, Russian Federation

Manuscript received 25 October 2024;
Accepted 21 February 2025;
Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georс.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.3 УДК 622.276

Применение статистических методов оценки трещиноватых коллекторов по промысловым данным

А.И. Щекин
Северо-Кавказский федеральный университет, Ставрополь, Россия
e-mail: ashchekin@ncfu.ru

В трещиноватых коллекторах наличие трещин может оказывать как негативное, так и положительное влияние на технико-экономические показатели разработки месторождения, поэтому важным условием является ранняя классификация трещин. Идентификация типа трещиноватого коллектора на начальных стадиях разработки является ключом к подбору оптимального типа модели и системы разработки месторождения. В статье проведена оценка применимости показателя накопленной добычи и коэффициента продуктивности по скважинам для определения типа трещиноватого коллектора с использованием статистического метода анализа кривой Лоренца и коэффициента Джини (в применении к определению влияния трещин) при небольших выборках данных и на начальных стадиях разработки.

Для исследования коэффициента влияния трещин при небольшом фонде скважин в статье использован метод математической статистики – бутстреп метод. Этот метод основан на многократной генерации множества случайных выборок из исходных данных и на их последующем статистическом анализе. Моделирование выборок проводилось при помощи генератора случайных чисел в электронных таблицах.

По результатам исследований установлено, что применение для идентификации трещиноватых коллекторов при небольшом количестве скважин таких показателей, как накопленная добыча и коэффициент продуктивности, показало сопоставимые результаты. Для повышения достоверности классификации при небольшом количестве скважин требуется выборка данных, которая будет наиболее полно описывать месторождение. Получить представительную выборку данных для объективного анализа распределения и влияния систем трещин возможно размещением скважин с охватом всей площади месторождения. На ранних стадиях разработки из-за незначительных объемов добываемой продукции и небольших сроков работы скважин для анализа рекомендовано использовать коэффициент продуктивности.

Ключевые слова: трещиноватые коллекторы, классификация трещиноватых коллекторов, коэффициент влияния трещин, кривая Лоренца, бутстрепинг

Для цитирования: Щекин А.И. (2025). Применение статистических методов оценки трещиноватых коллекторов по промысловым данным. *Георесурсы,* 27(1), с. 275–283. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.3

Введение

В последнее время в мире отмечается растущее внимание многих исследователей к роли трещин при разработке месторождений углеводородов. Повышенный интерес к трещиноватым коллекторам вызван прежде всего увеличением числа месторождений и проектов по увеличению нефтеотдачи в сложных коллекторах с естественной трещиноватостью, часто представленных карбонатными (Spence et al., 2014; Manrique et al., 2010). Высокая неопределенность при исследовании распределения трещинных систем в объеме породы-коллектора и сложность прогнозирования поведения пласта при его разработке являются причинами снижения коэффициента извлечения нефти или газа. Трещиноватость коллектора – это основной параметр, определяющий распределение фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), от степени изучения которого зависит успешность разработки того или иного месторождения (Bourbiaux, 2010; Narr et al., 2006). Для точной оценки параметров трещин в скважинах разработан и применяется широкий спектр геофизических, петрофизических и инженерных методов (Lorenz, Cooper, 2020).

Одними из первых исследований, в которых подчеркнута целесообразность рассмотрения трещиноватых коллекторов как отдельной самостоятельной категории, были работы (Aguilera, 1995) и (Nelson, 1985). На тот момент они обобщили имеющийся объем исследований и опыт разработки месторождений в трещиноватых коллекторах,

© 2025 А.И. Щекин
Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

что позволило заложить основу для дальнейшего развития данного научного направления.

Последующие тематические работы посвящены различным аспектам теоретического и прикладного характера изучения трещиноватых пород. Так, в статье (Baker, Kuppe, 2000) предложена методология объединения «прямого» и «обратного» подхода по исследованию трещинного пустотного пространства, характеристики матрицы и трещин и параметров их взаимодействия. Прямой подход направлен на изучение различных причин происхождения естественных трещин и их свойств (геологические, геофизические и петрофизические исследования), тогда как обратный подход заключается в оценке отклика (эффекта), создаваемого при разработке месторождения (история добычи, гидродинамические, трассерные исследования и др.). В обзоре (Spence et al., 2014) обобщены основные достижения, связанные с развитием интегрированных междисциплинарных подходов по изучению трещиноватых коллекторов. Внедрение подобного подхода по изучению трещиноватых коллекторов, как считают авторы работы (Spence et al., 2014), прежде всего обусловлено снижением неопределенности и максимизацией извлечения углеводородов и должно быть направлено на повышение точности количественной оценки сети трещин и использования этих данных для построения моделей. В целом в научных работах подчеркивается важность и актуальность объединения усилий ученых из различных областей для изучения особенностей, присущих трещиноватым коллекторам.

Результаты оценки распределения систем трещин и степени их влияния на ФЕС или движение флюидов позволили разработать различные критерии, применяемые для классификации трещиноватых коллекторов. При этом существует два основных направления в идентификации трещиноватых коллекторов: первое ориентировано на типизацию трещиноватых коллекторов по результатам изучения свойств трещин по данным геолого-геофизических и петрофизических методов, второе – на оценку степени вклада трещин и матрицы в разработку месторождения и работу скважин (инженерные или промысловые классификации). Предварительная диагностика типа трещиноватого коллектора по анализу параметров разработки скважин позволяет обоснованно определить оптимальную стратегию освоения месторождения. Целью данной статьи является исследование проблем идентификации трещиноватых коллекторов и оценки влияния трещин по промысловым данным при небольшом количестве скважин и на ранних стадиях разработки с применением статистических методов.

Особенности классификации трещиноватых коллекторов по промысловым данным

Наиболее распространенную промысловую классификацию трещиноватых коллекторов представил Нельсон (Nelson, 2001), где в качестве первоначальной концепции были использованы принципы разделения трещиноватых коллекторов, предложенные Хаббертом и Уиллисом (Nelson, 2020). Ими были выделены только две группы трещиноватых коллекторов: в одной трещины обеспечивают и пористость, и проницаемость коллектора, во второй трещины обеспечивают проницаемость, а матрица – пористость. Основная идея детализированной классификации Нельсона для трещиноватого коллектора состоит не в том, чтобы идентифицировать и присвоить тип коллектора, а в том, чтобы оценить степень влияния трещин на процесс извлечения углеводородов. В работах (Nelson, 2001; Baker, Kuppe, 2000; Tiab, Donaldson, 2015; Ahr, 2011) представлены основные характеристики типов трещиноватых коллекторов, их диагностические признаки и потенциальные проблемы, которые могут наблюдаться при разработке коллекторов того или иного типа. При таком подходе на основе изучения подобных месторождений идентификация типа трещиноватых коллекторов позволяет осуществить подбор оптимальной стратегии освоения месторождений с учетом влияния трещиноватости.

В усовершенствованной классификации Нельсона выделяют четыре типа трещиноватых коллекторов (Nelson, 2001; Щекин и др., 2021):

- тип I – трещины обеспечивают основную пористость и проницаемость коллектора, матрица характеризуется низкими значениями пористости и проницаемости;
- тип II – трещины обеспечивают основную проницаемость коллектора, а матрица – основную пористость, которая может изменяться в широком диапазоне;
- тип III – трещины дополняют проницаемость коллектора и повышают экономическую рентабельность разработки коллектора, который в целом характеризуется хорошими значениями пористости и проницаемости;
- тип IV – трещины не обеспечивают дополнительной пористости и проницаемости, но формируют значительную анизотропию коллектора (барьеры для потока).

На рис. 1 представлена графическая визуализация выделенных типов трещиноватых коллекторов с указанием положения каждого типа в процентах от общей пористости и процента от общей проницаемости. Если первые три типа трещиноватого коллектора описывают положительные коллекторские свойства системы трещин, то последний тип введен для описания влияния трещин на анизотропию коллекторских свойств.

Одно из основных преимуществ применения подобных промысловых классификаций по определению типа трещиноватого коллектора заключается в возможности подбора концепции моделирования и разработки объекта

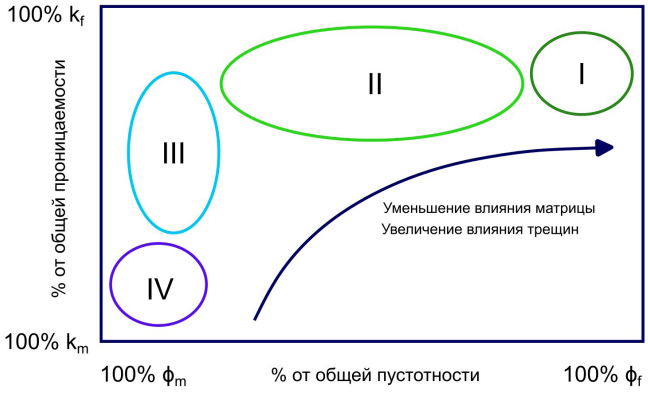


Рис. 1. Схематическое распределение трещиноватых коллекторов по типам (Nelson, 2020). Обозначения: k_f – проницаемость трещин, k_m – проницаемость матрицы, ϕ_f – пористость (пустотность) трещин, ϕ_m – пористость матрицы, I, II, III, IV – типы трещиноватых коллекторов.

с учетом влияния трещинных систем. В работе (Nelson, 2020) представлены рекомендации по предпочтительному виду геолого-гидродинамической модели для конкретных типов трещиноватого коллектора. По мнению автора (Nelson, 2020), это позволит повысить точность прогнозирования запасов и степени их извлечения при правильным задании трещин в модели. Например, для первого типа трещиноватых коллекторов рекомендуется применять модель одинарной пористости, что позволит смоделировать фильтрацию только при наличии одной среды, в данном случае трещин. Для второго типа трещиноватого коллектора, где необходимо учесть наличие матрицы, рекомендуется модель двойной пористости. Наиболее сложным строением с точки зрения моделирования фильтрации являются коллектора третьего типа, когда необходимо учитывать ФЕС и матрицы, и трещин, в том числе их взаимодействие. В таком случае автором (Nelson, 2020) наряду с вышеперечисленными моделями предлагается также рассматривать модель двойной пористости и двойной проницаемости. В свою очередь, как отмечается в работе (Закревский, Кундин, 2016), классифицирование сложных коллекторов также может быть связано с созданием концептуальной модели трещинообразования. В целом необходимость комплексного изучения трещиноватых коллекторов прежде всего направлена на повышение точности количественной оценки распределения систем трещин в объеме резервуара и использование этих данных для построения моделей.

На базе этой классификации опубликованы научные работы (Allan, Sun, 2003; Sun, Sloan, 2003) с обобщением истории разработки месторождений в трещиноватых коллекторах. Авторами выполнен анализ влияния на коэффициент нефтеизвлечения различных свойств коллекторов и флюидов, систем трещин, а также вида режимов разработки месторождений по типам трещиноватых коллекторов. Как показывают результаты анализа, прогнозирование показателей разработки и конечных величин извлечения нефти в трещиноватых коллекторах характеризуется высокой неопределенностью, и, как следствие, это может привести к проблемам при разработке коллектора. Подобные исследования опыта разработки месторождений углеводородов в трещиноватых коллекторах дают возможность сформировать базу «лучших практик» для дальнейшего применения в качестве аналогов на более сложных по геологическому строению объектах.

Основным недостатком классификации Нельсона является отсутствие понятных критериев по выделению коллекторов определенного типа. Так, в работе (Nelson, 2001) для идентификации типа трещиноватого коллектора предложено использовать статистический анализ параметров разработки месторождений, в частности, накопленной добычи нефти. Статистический метод на основе кривой Лоренца, как правило, демонстрирует резкое отличие в параметрах работы скважин в результате неоднородного распределения трещин, в данном случае в значениях накопленной добычи (рис. 2). Как известно, при построении кривой Лоренца по оси абсцисс отображается накопленный процент количества анализируемых скважин, упорядоченных по возрастанию накопленной добычи, по оси ординат – процент от общей накопленной добычи нефти, т.е. их вклад в общую добычу. Линия, проведенная под углом 45 градусов, является линией однородного коллектора, если кривая отдаляется от линии однородного коллектора в сторону абсцисс, то возрастает неравномерность в распределении накопленной добычи по скважинам. Трещиноватые коллектора характеризуются наибольшим отклонением кривой, матричные – наименьшим, приближаясь к прямой линии. На рис. 2 показаны кривые Лоренца и границы типов трещиноватых коллекторов. Дополнительно на график нанесены примеры месторождений из РФ и других стран, с характерным трещиноватым строением коллектора (Мартюшев, 2014; Akhkubekov, Vasilyev, 2010; Toledo-Piña et al., 2014; Marchal et al., 2005). Красная пунктирная линия указывает 50% накопленную добычу по скважинам, т.е. пересечение кривой конкретного месторождений с этой линией

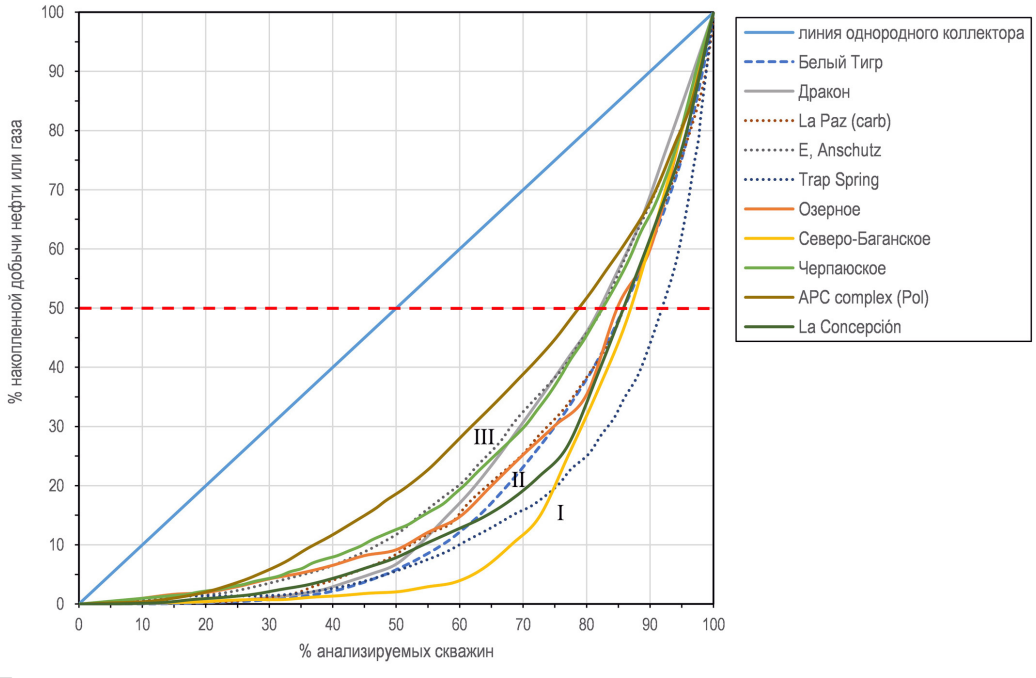


Рис. 2. Кривые Лоренца и границы типов трещиноватых коллекторов

отражает то количество скважин, к которым приурочен остальной 50% объем накопленной добычи нефти. Таким образом, в основе данного подхода лежит предположение, что основной объем добычи приходится на небольшое количество скважин, расположенных в высокопродуктивных зонах, как правило, вскрывающих системы трещин.

Оценка степени влияния трещинной неоднородности по кривой Лоренца сопровождается определением коэффициента Джини или коэффициента влияния трещин. Коэффициент влияния трещин принимает значения от 0 (для однородного коллектора) до 1. Увеличение значения данного коэффициента указывает на существенное влияние системы трещин на распределение объемов добываемых углеводородов по скважинам. В работе (Щекин и др., 2021) авторами были представлены примерные диапазоны изменения коэффициента влияния трещин по типам трещиноватых коллекторов:

- I тип – более 0,7;
- II тип – 0,5–0,7;
- III тип – 0,2–0,5;
- IV тип – менее 0,2.

В других тематических исследованиях для идентификации типа коллектора по Нельсону исследователи определяют численное соотношение коэффициентов проницаемости и пористости матрицы и трещин (рис. 1), либо используют производные их показатели.

Авторы научного исследования (Sun, Pollitt, 2021) отмечают ряд недостатков существующих классификаций трещиноватых коллекторов, в том числе и классификации Нельсона:

• классификация Нельсона сосредоточена на изучении параметров трещин с точки зрения их емкости и проницаемости, не учитывая при этом свойства матрицы, которая часто оказывает не меньшее влияние на продуктивность пласта;

• разницу между II и III типами можно субъективно определить только по данным показателей экономической рентабельности месторождения.

Как считают авторы работы (Sun, Pollitt, 2021), хотя трещинная проницаемость и имеет решающее значение для определения типа трещиноватых коллекторов, именно параметры матрицы будут определять их основные свойства. На основе изучения истории разработки более чем 310 объектов и с учетом вышеприведенных недостатков классификации Нельсона, авторами (Sun, Pollitt, 2021) предложен несколько иной подход к выделению типов трещиноватых коллекторов на основе классификации матрицы: тип I (плотная матрица), тип II (макропористая матрица) и тип III (микропористая матрица). Следует отметить, что для разделения II-го и III-го типов коллектора предложен численный критерий – размер пор, который составляет для II-го типа более 20 мкм, для III-го типа – менее 20 мкм.

Проблемы идентификации трещиноватых коллекторов по промысловым данным

Многими исследователями подчеркивается необходимость классификации и идентификации типа трещиноватого коллектора. Наличие трещин может оказать как негативное, так и положительное влияние на технико-экономические показатели разработки месторождения, поэтому важным условием является ранняя оценка степени влияния трещин. Диагностика трещин и идентификация типа трещиноватого коллектора на начальных стадиях разработки является ключом к подбору оптимального типа модели и системы разработки.

Как было показано выше, основным показателем для построения диаграммы Лоренца и выделения типа трещиноватого коллектора с определением коэффициента влияния трещин (Nelson, 2001) является накопленная добыча по скважинам. Проведем оценку применимости показателя накопленной добычи по скважинам для определения типа трещиноватого коллектора с использованием статистического метода анализа кривой Лоренца и коэффициента Джини (коэффициента влияния трещин) при небольших выборках данных и на начальных стадиях разработки. На рис. 3 представлена динамика коэффициента влияния трещин с начала разработки, рассчитанного по значениям накопленной добычи нефти, на примере фундамента месторождения Белый тигр, в частности, центрального блока (Щекин и др., 2021). Как видно, с увеличением фонда скважин и накопленной добычи коэффициент влияния трещиноватости резко возрастает и достигает более-менее объективных значений через 8 лет

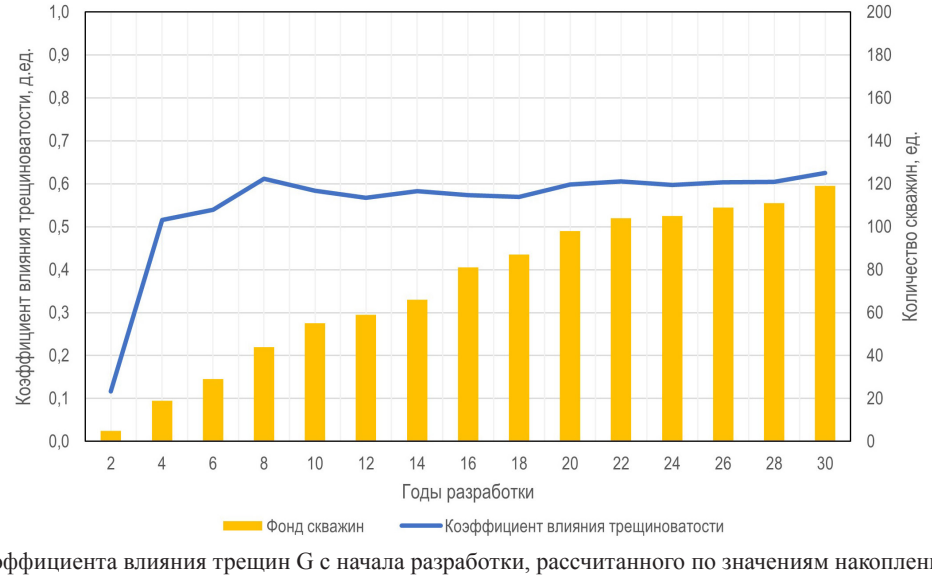


Рис. 3. Динамика коэффициента влияния трещин G с начала разработки, рассчитанного по значениям накопленной добычи нефти

с начала разработки. Дальнейший равномерный рост коэффициента влияния трещин на протяжении разработки характеризует вовлечение краевых зон с более низкими значениями ФЕС. Эти данные объясняются увеличением доли низкодебитных скважин в низкопродуктивных зонах к концу разработки и соответственно повышением степени влияния неоднородности. Недостаточные и неравномерные объемы добычи нефти по скважинам предопределяют низкую достоверность при оценке коэффициента влияния трещин с построением кривой Лоренца на ранних стадиях разработки. Основываясь на этом, исследование влияния трещинных систем на параметры работы скважин и, соответственно, идентификация типа коллектора возможна на месторождениях с довольно длительным периодом разработки.

Согласно (Щекин и др., 2021), использование таких показателей, как накопленная добыча и максимальный дебит по скважинам, не может объективно отражать распределение трещинной неоднородности по коллекторам. В целом, на величину накопленной добычи нефти по скважинам оказывает влияние ряд факторов, таких как: внедрение методов увеличения нефтеотдачи, преждевременное обводнение, сроки ввода и выбытия скважин, проведение геолого-технических мероприятий и т.п. В работе (Щекин и др., 2021) для корректного анализа и объективной оценки влияния трещинной неоднородности предложено пользоваться таким параметром, как коэффициент продуктивности. Коэффициент продуктивности характеризует фильтрационные свойства пласта и влияние систем трещин, вскрытых скважиной, и по сравнению с накопленной добычей может быть получен по скважинам в начальные периоды разработки. На рис. 4 представлена динамика коэффициента влияний трещин по годам, рассчитанная на основе данных по коэффициенту продуктивности. Как видно из анализа рисунка, динамика коэффициента влияния трещин, в данном случае, имеет существенно иную картину, чем рассмотренная ранее. Коэффициент влияния трещин по коэффициенту продуктивности на первый год разработки при 5 скважинах составляет 0,584 и характеризуется тенденцией к росту с увеличением фонда скважин и охватом разбуриваемой площади месторождения, достигая значения 0,744 д.е. на конец анализируемого периода.

Таким образом, с одной стороны, низкие значения коэффициента влияния трещин можно объяснить недостаточной историей разработки и, соответственно, накопленной добычи нефти за рассматриваемый период, с другой стороны, – недостаточным количеством скважин для анализа. И если определение типа трещиноватого коллектора путем анализа накопленной добычи может решаться по мере накопления промысловых данных, то в случае залежей, находящихся на ранних стадиях разработки, с малочисленным фондом скважин, доступным для анализа, расчет коэффициента влияния трещин все еще остается нерешенной проблемой.

Результаты исследования применимости статистических методов оценки трещиноватых коллекторов при небольшом фонде скважин

Для исследования коэффициента Джини (коэффициента влияния трещин в рассматриваемом контексте) при малых выборках применяется один из методов математической статистики – бутстреп метод (Yitzhaki, Schechtman, 2013). Суть метода заключается в многократной генерации из исходного набора данных множества случайных выборок с возвратом того же размера, что и исходный набор данных с последующей статистической обработкой сгенерированных выборок.

Обсуждение и обоснование возможности использования указанного метода при расчете коэффициента Джини для выборок малого размера приведено в (Dixon et al., 1987). Согласно (Dixon et al., 1987), по результатам бутстрепинга по каждой сгенерированной выборке определяются значения коэффициента Джини, которые далее используются для расчета и анализа доверительных интервалов этого коэффициента. При этом, если для каждого набора сгенерированных выборок данных из всей популяции рассчитан доверительный интервал, то многократно повторяя процесс генерации выборок, можно определить количество доверительных интервалов, включающих истинное значение коэффициента Джини всей популяции.

При помощи бутстрепинга проведена оценка применимости кривой Лоренца и коэффициента влияния трещин

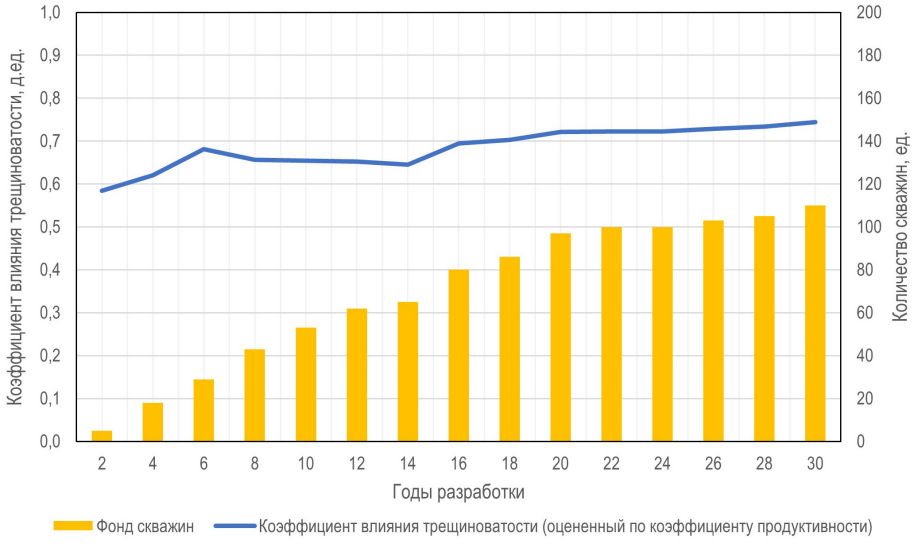


Рис. 4. Динамика коэффициента влияний трещин G_{PI} по годам, рассчитанная на основе распределения коэффициента продуктивности

при небольшом количестве скважин. Моделирование проводилось при помощи генератора случайных чисел в электронных таблицах (Mélard, 2014). Состоятельность метода оценивалась попаданием известного коэффициента влияния трещин начальной выборки, содержащей полный набор данных, в рассчитанные доверительные интервалы по сгенерированным случайным выборкам малого объема. Для расчета коэффициента Джини использовалась классическая формула:

$$G = \frac{\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n}|x_i - x_j|}{2n^2\bar{x}},$$

где $\bar{x}$ – среднее значение, при этом для обеспечения несмещенности рассчитанное значение коэффициента G дополнительно умножалось на поправку $n/(n-1)$, как это, в частности, сделано в (Dixon et al., 1987).

Для исследования была использована исходная выборка скважин с накопленной добычей за более чем 20-летний период разработки месторождения в трещиноватых коллекторах (Щекин и др., 2021). Значение коэффициента влияния трещин по исходной выборке составляет $G = 0{,}625$. После ранжирования скважин исходной совокупности от меньшего к большему значению по накопленной добыче выполнено создание интервальной выборки путем регулярного отбора каждой шестой скважины из исходного списка. Такой подход позволяет увеличить границы формируемой совокупности данных. Интервальная выборка включает 20 скважин с накопленной добычей, такой же, как и в начальной выборке. Коэффициент влияния трещин интервальной совокупности скважин составляет $G = 0{,}634$, что характеризует достаточно близкие значения сравниваемых выборок при сокращении количества скважин. В данном случае интервальная выборка является репрезентативной.

Далее с применением метода бутстрепинга выполнена серия расчетов с генерацией случайных выборок на основе исходной и интервальной совокупностей данных. Результаты моделирования представлены в табл. 1.

Как показывает анализ результатов моделирования, исходное значение коэффициента влияния трещин попадет в доверительные интервалы, полученные по сгенерированным интервальным выборкам методом бутстрепинга. С увеличением количества генераций выборок значения доверительных интервалов существенно не меняются. Результаты моделирования свидетельствуют о возможности использования такого параметра как накопленная добыча для идентификации типа трещиноватого коллектора при небольшом количестве скважин. Следует отметить, что исследуемая совокупность скважин должна быть представительной и характеризовать исследуемый объект в полной мере.

Для оценки применимости при классификации трещиноватых коллекторов на ранних стадиях разработки такого показателя, как коэффициент продуктивности, выполним аналогичные исследования с уменьшением размеров выборок.

С применением бутстрепинга выполнена серия расчетов для начальных совокупностей данных по скважинам, соответствующих различным годам разработки:

• выборка из 110 скважин (30 год разработки), коэффициент влияния трещин по коэффициенту продуктивности $G_{PI} = 0{,}744$;

• выборка из 53 скважин (10 год разработки), коэффициент влияния трещин по коэффициенту продуктивности $G_{PI} = 0{,}654$;

• выборка из 12 скважин (3 год разработки), коэффициент влияния трещин по коэффициенту продуктивности $G_{PI} = 0{,}604$.

Результаты моделирования представлены в табл. 2.

Проанализировав результаты моделирования, можно отметить, что исходное значение коэффициента влияния трещин по коэффициенту продуктивности в большинстве случаев попадает в доверительные интервалы при исследовании выборки из 12 скважин в начальный период разработки.

Далее для подтверждения полученных выводов на основе выборки из 110 скважин после ранжирования их от меньшего к большему значению по коэффициенту продуктивности, выполнено создание интервальной выборки путем регулярного отбора каждой десятой скважины из исходного списка. Интервальная выборка включает 12 скважин, как и в выборке скважин на третий год разработки. Коэффициент влияния трещин интервальной совокупности скважин составил $G_{PI} = 0{,}763$ (табл. 2). Как и в предыдущем случае при анализе накопленной добычи, использование такого подхода позволяет исследовать влияние увеличения границ формируемой совокупности данных. Сравнение результатов моделирования исходных выборок с интервальной показывает, что значение коэффициента влияния трещин ($G_{PI} = 0{,}744$)

Параметры	Количество генераций выборок						
	100	200	300	400	500	1000	2000
Исходная выборка N=119 скв., коэффициент влияния трещин G=0,625							
Среднее значение коэффициента влияния трещин	0,627	0,627	0,625	0,626	0,626	0,628	0,627
95% доверительные интервалы	0,573	0,569	0,558	0,572	0,567	0,571	0,567
	0,691	0,682	0,679	0,679	0,682	0,685	0,682
Интервальная выборка N=20 скв., коэффициент влияния трещин G=0,634							
Среднее значение коэффициента влияния трещин	0,634	0,643	0,642	0,637	0,646	0,640	0,644
95% доверительные интервалы	0,482	0,506	0,507	0,493	0,508	0,496	0,493
	0,781	0,774	0,775	0,760	0,779	0,770	0,775

Табл. 1. Результаты бутстрепинга выборки скважин по накопленной добыче

Параметры	Количество генераций выборок						
	100	200	300	400	500	1000	2000
Исходная выборка N=110 скв., коэффициент влияния трещин G_{PI} =0,744							
Среднее значение коэффициента влияния трещин	0,740	0,743	0,744	0,744	0,746	0,744	0,745
95% доверительные интервалы	0,689	0,693	0,699	0,695	0,690	0,691	0,690
	0,793	0,791	0,789	0,790	0,792	0,793	0,792
Исходная выборка N=53 скв., коэффициент влияния трещин G_{PI} =0,654							
Среднее значение коэффициента влияния трещин	0,652	0,654	0,654	0,652	0,655	0,652	0,655
95% доверительные интервалы	0,549	0,555	0,565	0,553	0,561	0,562	0,561
	0,753	0,729	0,732	0,728	0,734	0,737	0,740
Исходная выборка N=12 скв., коэффициент влияния трещин G_{PI} =0,604							
Среднее значение коэффициента влияния трещин	0,621	0,593	0,598	0,598	0,609	0,599	0,602
95% доверительные интервалы	0,468	0,397	0,402	0,398	0,399	0,391	0,419
	0,761	0,745	0,735	0,752	0,760	0,763	0,750
Интервальная выборка N=12 скв., коэффициент влияния трещин G_{PI} =0,763							
Среднее значение коэффициента влияния трещин	0,759	0,772	0,758	0,759	0,758	0,763	0,765
95% доверительные интервалы	0,557	0,588	0,563	0,568	0,542	0,539	0,559
	0,894	0,911	0,910	0,921	0,909	0,925	0,918

Табл. 2. Результаты бутстрепинга выборок скважин по коэффициенту продуктивности

попадает в доверительные интервалы по выборкам, сгенерированным методом бутстрепинга.

С одной стороны, результаты бутстрепинга исходных выборок данных по коэффициенту продуктивности на различные годы уверенно указывают на возможность использования такого параметра как коэффициент продуктивности для идентификации типа трещиноватого коллектора при небольшом количестве скважин. С другой стороны, результаты, полученные с использованием интервальной выборки, подтверждают, что для лучшего описания распределения трещиноватости по площади месторождения необходимо наличие представительной выборки данных.

Таким образом, для идентификации типа трещиноватого коллектора на ранних стадиях разработки с использованием коэффициента продуктивности необходимо обеспечить репрезентативную выборку скважин. Этого можно достичь путем размещения скважин по всей площади месторождения, даже при небольшом их количестве, что не противоречит принципам геологической разведки.

Заключение

Статья посвящена проблемам классификации трещиноватых коллекторов с использованием промысловых данных. Проведены исследования по оценке применимости показателя накопленной добычи и коэффициента продуктивности по скважинам для определения типа трещиноватого коллектора с использованием статистического метода анализа кривой Лоренца и коэффициента Джини (коэффициента влияния трещин) при небольших выборках данных и на начальных стадиях разработки.

Результаты предварительных исследований показали, что недостаточные и неравномерные накопленные объемы добычи нефти по скважинам показывают низкую достоверность для оценки коэффициента влияния трещин и построения кривой Лоренца на ранних стадиях разработки, поэтому когда накопленная добыча не может объективно отражать распределение трещинной неоднородности по коллекторам на ранних стадиях разработки, предлагается использовать коэффициент продуктивности скважин.

Для исследования коэффициента Джини (коэффициент влияния трещин) при небольшом фонде скважин использован один из методов математической статистики – бутстреп метод. Данный метод основан на многократной генерации множества случайных выборок из исходных данных и на их последующем статистическом анализе. Моделирование выборок проводилось при помощи генератора случайных чисел в электронных таблицах. Для исследования была использована исходная выборка скважин за более чем 20 летний период разработки месторождения в трещиноватых коллекторах.

По результатам исследований установлено, что применение для идентификации трещиноватых коллекторов при небольшом количестве скважин таких показателей, как накопленная добычи и коэффициент продуктивности, показало сопоставимые результаты. Для повышения достоверности классификации при небольшом количестве скважин требуется представительная выборка данных, которая будет наиболее полно описывать месторождение, что достигается путем размещения скважин на всей площади месторождения. На ранних стадиях разработки из-за незначительных объемов добываемой продукции и небольших сроков работы скважин для анализа рекомендовано использовать коэффициент продуктивности. Определение типа трещиноватого коллектора с начала разработки дает возможность предвидеть вероятное влияние

трещин и запланировать пути решения потенциальных проблем, характерных для того или иного типа коллектора.

Благодарности

Автор выражает благодарность канд. техн. наук А.В. Хандзелю за многочисленные предложения и помощь в проведении моделирования.

Литература

Закревский К.Е., Кундин А.С. (2016). Особенности геологического 3D моделирования карбонатных и трещинных резервуаров. М.: ООО «Белый Ветер», 404 с.

Мартюшев Д.А. (2014). Оценка трещиноватости карбонатных коллекторов вероятностно-статистическими методами. *Нефтяное хозяйство*, 4, с. 51–53.

Щекин А.И., Васильев В.А., Николайченко А.С., Коломийцев А.В. (2021). Промысловая классификация трещиноватых коллекторов кристаллического фундамента. *Георесурсы*, 23 (3), с. 90–98. https://doi.org/10.18599/grs.2021.3.12

Aguilera R. (1995). Naturally fractured reservoirs. Tulsa, Oklahoma: PennWell Publishing Company, p. 521.

Ahr Wayne M. (2011). Geology of carbonate reservoirs: the identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks. John Wiley & Sons, Inc, p. 296.

Akhkubekov A. E., Vasilyev V. N. (2010). Acid Tunneling Technology: Application Potential in Timan-Pechora Carbonates. *SPE Russian Oil and Gas Conference and Exhibition*. Moscow, Russia. https://doi.org/10.2118/135989-MS

Allan Jack, Sun S. Qing. (2003). Controls on Recovery Factor in Fractured Reservoirs: Lessons Learned from 100 Fractured Fields. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition. Denver*, Colorado. https://doi.org/10.2118/84590-MS

Baker Richard O., Kuppe Frank (2000). Reservoir Characterization for Naturally Fractured Reservoirs. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. Dallas, Texas. https://doi.org/10.2118/63286-MS

Bourbiaux B. (2010). Fractured Reservoir Simulation: a Challenging and Rewarding Issue.*Oil and Gas Science and Technology*, 65(2), pp. 227–238. http://dx.doi.org/10.2516/ogst/2009063.

Dixon Philip M., Weiner Jacob, Mitchell-Olds Thomas, Woodley Robert. (1987). Bootstrapping the Gini Coefficient of Inequality. *Ecology*, 68(5), pp. 1548–1551. https://doi.org/10.2307/1939238

Lorenz John C., Cooper Scott P. (2020). Applied Concepts in Fractured Reservoirs. John Wiley & Sons, Ltd, p. 240.

Manrique E., Thomas C., Ravikiran R., Izadi M., Lantz M., Romero J., Alvarado V. (2010). EOR: Current status and opportunities. *SPE Symposium on Improved Oil Recovery*. Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 1584–1604. https://doi.org/10.2118/130113-MS

Marchal D., Gonzalez I., Benito J., Balseiro P. (2005). Technologies and Exploitation Strategies Applied to the Development of a Naturally Fractured Carbonate Reservoir: The Cretaceous Cogollo Group in La Concepción Field, Maracaibo Basin, Venezuela. *SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference*. Rio de Janeiro, Brazil. https://doi.org/10.2118/97384-MS

Mélard G. (2014). On the accuracy of statistical procedures in Microsoft Excel 2010. *Computational Statistics*, 29(5), pp. 1095–1128. https://doi.org/10.1007/s00180-014-0482-5

Narr Wayne, Schechter David S., Thompson Laird B. (2006). Naturally Fractured Reservoir Characterization. *Society of Petroleum Engineers*, p. 112.

Nelson Ronald A. (1985). Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. Gulf Publishing Company, Book Division, p. 320.

Nelson Ronald A. (2001). Geologic analysis of naturally fractured reservoirs. Gulf Professional Publishing, p. 352.

Nelson Ronald A. (2020). Static Conceptual Fracture Modeling: Preparing for Simulation and Development. John Wiley & Sons Ltd. https://doi.org/10.1002/9781119596875.index

Spence Guy H., Couples Gary D., Bevan Tim G., Aguilera Roberto, Cosgrove John W., Daniel Jean-Marc, Redfern Jonathan (2014). Advances in the study of naturally fractured hydrocarbon reservoirs: A broad integrated interdisciplinary applied topic. *Geological Society Special Publication*, 374(1), pp. 1–22. https://doi.org/10.1144/SP374.19

Sun S. Qing, Sloan Rod (2003). Quantification of Uncertainty in Recovery Efficiency Predictions: Lessons Learned from 250 Mature Carbonate Fields. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. Denver, Colorado. https://doi.org/10.2118/84459-MS

Sun Shaoqing, Pollitt David A. (2021). Optimising Development and Production of Naturally Fractured Reservoirs Using a Large Empirical Dataset. *Petroleum Geoscience*, 27(2). https://doi.org/10.1144/petgeo2020-079

Tiab D., Donaldson E.C. (2015). Petrophysics. Gulf Professional Publishing. https://doi.org/10.1016/C2014-0-03707-0

Toledo-Piña R., Leon-García A., Padilla-Sixto R. (2014). Water Injection in Offshore Naturally Fractured Reservoirs Associated to a Common Aquifer. *SPE Latin America and Caribbean Petroleum Engineering Conference*. Maracaibo, Venezuela. https://doi.org/10.2118/169275-MS

Yitzhaki S., Schechtman E. (2013). The Gini methodology. A primer on a statistical methodology. New York: Springer, p. 548. https://doi.org/10.1007/978-1-4614-4720-7

Сведения об авторе

Александр Иванович Щекин – кандидат тех. наук; доцент кафедры разработки и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, Северо-Кавказский федеральный университет

Россия, 355035, Ставрополь, пр. Кулакова, д. 16/1

e-mail: ashchekin@ncfu.ru

Статья поступила в редакцию 02.08.2024;
Принята к публикации 18.12.2024; Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Applying Statistical Methods to Assess Fractured Reservoirs Relying on Field Data

A.I. Shchekin

North-Caucasus Federal University, Stavropol, Russian Federation
e-mail: ashchekin@ncfu.ru

Abstract. The presence of fractures in reservoirs can have both a negative and a positive impact on the technical and economic indicators of field development and thus an early classification of fractures is an important requisite. Identifying the type of a fractured reservoir at the initial stages of development is a clue to selecting an optimal type of model and field development system. The paper evaluates the applicability of the cumulative production indicator and the productivity index of wells to determine the type of fractured reservoir with the help of a statistical method for analyzing the Lorenz curve and the Gini coefficient (as applied to determine the impact of fractures) with small data samples and at the initial stages of development.

A method of mathematical statistics namely the bootstrap method is used in this paper in order to study the fracture impact coefficient for a small number of wells. This method is based on the repeated generation of random samples multitude from the original data set and their subsequent statistical analysis. Modeling of samples was carried out by means of a random number generator available in spreadsheets.

The results of a research proved that the use of indicators such as cumulative production and productivity index to identify fractured reservoirs with a small number of wells produced the comparable results. To increase the reliability of classification for a small number of wells, a data sample is required that will most fully describe the field. It is possible to obtain a representative sample of data for an objective analysis of the distribution and influence of fracture systems by placing wells covering the entire area of the field. In the early stages of development, due to the low production volumes and short periods of well operation, it is recommended to use the productivity index for the analysis.

Keywords: fractured reservoirs, classification of fractured reservoirs, fracture impact coefficient, Lorenz curve, bootstrapping

Recommended citation: **S**hchekin A.I. (2025). Applying Statistical Methods to Assess Fractured Reservoirs Relying on Field Data. *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 275–283. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.3

Acknowledgements

The author expresses gratitude to Ph.D. A. V. Handzel for numerous suggestions and assistance in carrying out the modeling.

References

Aguilera R. (1995). Naturally fractured reservoirs. Tulsa, Oklahoma: PennWell Publishing Company, p. 521.

Ahr Wayne M. (2011). Geology of carbonate reservoirs: the identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks. John Wiley & Sons, Inc, p. 296.

Akhkubekov A. E., Vasilyev V. N. (2010). Acid Tunneling Technology: Application Potential in Timan-Pechora Carbonates. *SPE Russian Oil and Gas Conference and Exhibition*. Moscow, Russia. https://doi.org/10.2118/135989-MS

Allan Jack, Sun S. Qing. (2003). Controls on Recovery Factor in Fractured Reservoirs: Lessons Learned from 100 Fractured Fields. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition. Denver*, Colorado. https://doi.org/10.2118/84590-MS

Baker Richard O., Kuppe Frank (2000). Reservoir Characterization for Naturally Fractured Reservoirs. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. Dallas, Texas. https://doi.org/10.2118/63286-MS

Bourbiaux B. (2010). Fractured Reservoir Simulation: a Challenging and Rewarding Issue.*Oil and Gas Science and Technology*, 65(2), pp. 227–238. http://dx.doi.org/10.2516/ogst/2009063.

Dixon Philip M., Weiner Jacob, Mitchell-Olds Thomas, Woodley Robert. (1987). Bootstrapping the Gini Coefficient of Inequality. *Ecology*, 68(5), pp. 1548–1551. https://doi.org/10.2307/1939238

Lorenz John C., Cooper Scott P. (2020). Applied Concepts in Fractured Reservoirs. John Wiley & Sons, Ltd, p. 240.

Manrique E., Thomas C., Ravikiran R., Izadi M., Lantz M., Romero J., Alvarado V. (2010). EOR: Current status and opportunities. *SPE Symposium on Improved Oil Recovery*. Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 1584–1604. https://doi.org/10.2118/130113-MS

Marchal D., Gonzalez I., Benito J., Balseiro P. (2005). Technologies and Exploitation Strategies Applied to the Development of a Naturally Fractured Carbonate Reservoir: The Cretaceous Cogollo Group in La Concepción Field, Maracaibo Basin, Venezuela. *SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference*. Rio de Janeiro, Brazil. https://doi.org/10.2118/97384-MS

Martyushev D.A. (2014). Evaluation of fracture porosity of carbonate reservoir using probabilistic-statistical methods. *Neftyanoe khozyaystvo*, (4), pp. 51–53. (In Russ.)

Mélard G. (2014). On the accuracy of statistical procedures in Microsoft Excel 2010. *Computational Statistics*, 29(5), pp. 1095–1128. https://doi.org/10.1007/s00180-014-0482-5

Narr Wayne, Schechter David S., Thompson Laird B. (2006). Naturally Fractured Reservoir Characterization. *Society of Petroleum Engineers*, p. 112.

Nelson Ronald A. (1985). Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. Gulf Publishing Company, Book Division, p. 320.

Nelson Ronald A. (2001). Geologic analysis of naturally fractured reservoirs. Gulf Professional Publishing, p. 352.

Nelson Ronald A. (2020). Static Conceptual Fracture Modeling: Preparing for Simulation and Development. John Wiley & Sons Ltd. https://doi.org/10.1002/9781119596875.index

Shchekin A.I., Vasiliev V.A., Nikolaychenko A.S., Kolomiytsev A.V. (2021). Field classification of fractured reservoirs of crystalline basement. *Georesursy = Georesources*, 23(3), pp. 90–98. (In Russ.) https://doi.org/10.18599/grs.2021.3.12

Spence Guy H., Couples Gary D., Bevan Tim G., Aguilera Roberto, Cosgrove John W., Daniel Jean-Marc, Redfern Jonathan (2014). Advances in the study of naturally fractured hydrocarbon reservoirs: A broad integrated interdisciplinary applied topic. *Geological Society Special Publication*, 374(1), pp. 1–22. https://doi.org/10.1144/SP374.19

Sun S. Qing, Sloan Rod (2003). Quantification of Uncertainty in Recovery Efficiency Predictions: Lessons Learned from 250 Mature Carbonate Fields. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. Denver, Colorado. https://doi.org/10.2118/84459-MS

Sun Shaoqing, Pollitt David A. (2021). Optimising Development and Production of Naturally Fractured Reservoirs Using a Large Empirical Dataset. *Petroleum Geoscience*, 27(2). https://doi.org/10.1144/petgeo2020-079

Tiab D., Donaldson E.C. (2015). Petrophysics. Gulf Professional Publishing. https://doi.org/10.1016/C2014-0-03707-0

Toledo-Piña R., Leon-García A., Padilla-Sixto R. (2014). Water Injection in Offshore Naturally Fractured Reservoirs Associated to a Common Aquifer. *SPE Latin America and Caribbean Petroleum Engineering Conference*. Maracaibo, Venezuela. https://doi.org/10.2118/169275-MS

Yitzhaki S., Schechtman E. (2013). The Gini methodology. A primer on a statistical methodology. New York: Springer, p. 548. https://doi.org/10.1007/978-1-4614-4720-7

Zakrevskiy K.E., Kundin A.S. (2016). Features of geological 3D modeling of carbonate and fractured reservoirs. Moscow: OOO «Belyy Veter», 404 p. (In Russ.)

About the author

Alexander I. Shchekin – Cand. Sci. (Engineering), Associate Professor, Department of Oil and Gas Field Development and Operation, North-Caucasus Federal University

16/1 Kulakov av., Stavropol, 355035, Russian Federation

e-mail: ashchekin@ncfu.ru

Manuscript received 2 August 2024;
Accepted 18 December 2024; Published 30 March 2025

© 2025 A.I. Shchekin. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

www.georesursy.ru

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.28 УДК 553.982.2

Опыт применения секвенс-стратиграфического подхода для детального изучения верхнедевонско-турнейского клиноформного комплекса Актаныш-Чишминского прогиба

Р.В. Мирнов, Л.Н. Чанышева*
ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа, Россия

Приведены результаты исследований строения карбонатного верхнедевонско-турнейского клиноформного комплекса Актаныш-Чишминской ветви Камско-Кинельской системы прогибов с применением метода секвенс-стратиграфии. В ходе изучения проанализированы данные сейсморазведочных работ МОГТ-2D и 3D, в комплексе с каротажными кривыми и керновым материалом. Взаимоувязаны этапы формирования региональных и субрегиональных флюидоупоров, а также терригенных и карбонатно-терригенных толщ. Выявлены этапы высокого стояния относительного уровня моря, когда происходило образование крутого бортового уступа, контролирующего малоамплитудные линейные поднятия. Сделан вывод о том, что наибольшие перспективы нефтегазоносности связаны с нижнетурнейским клиноформным комплексом, содержащим наиболее качественные коллекторы. Рассмотрены потенциальные объекты поиска углеводородов неантиклинального типа – линзы обломочных известняков, приуроченные к подножью нижнетурнейского аккумулятивного склона.

Ключевые слова: клиноформный комплекс, секвенс-стратиграфия, Камско-Кинельская система прогибов, рифы

Для цитирования: Мирнов Р.В., Чанышева Л.Н. (2025). Опыт применения секвенс-стратиграфического подхода для детального изучения верхнедевонско-турнейского клиноформного комплекса Актаныш-Чишминского прогиба. *Георесурсы,* 27(1), с. 284–298. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.28

Введение

На сегодняшний день изучение верхнедевонско-турнейских отложений Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП) является одним из приоритетных направлений геологоразведочных работ по поиску и разведке залежей нефти в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Повышенный интерес к данным отложениям сохраняется с середины XX столетия, когда впервые была предложена непротиворечивая модель образования и эволюции ККСП (Грачевский, 1959; Мкртчян 1964). Впоследствии, благодаря работам О.М. Мкртчяна (1978, 1980), М.Ф. Мирчинка (1965), Ф.И. Хатьянова (1976), Р.О. Хачатряна (1964, 1979, 1991) и др., было сформировано современное представление о строении верхнедевонско-турнейской карбонатной толщи на палеошельфах и в осевой зоне.

ККСП представляет собой отрицательную структуру позднефранского заложения, компенсированную осадками в визейский век. Её название происходит от рек Кама и Кинель, контуры которых совпадают с основными направлениями прогибов. В позднефранско-среднефаменский этап развития ККСП произошло окончательное оформление палеошельфов, а начиная с позднефаменского времени началась проградация карбонатного клиноформного комплекса (Никитин, 2020), на котором будет сфокусировано внимание в настоящей статье.

Развитие Камско-Кинельской системы сопряжено с ростом органогенных построек, контролирующих большую часть залежей нефти в перекрывающих отложениях. Учитывая высокую степень изученности территории Башкортостана бурением и сейсморазведкой, перспективы открытия крупных органогенных построек невелики. Новые объекты поиска могут быть связаны со сложнопостроенным карбонатным клиноформным комплексом, изучение которого требует применения современных методов и новых подходов (Калабин и др., 2002; Шершнев и др., 1991; Чижова и др., 1987; Фортунатова и др. 2005, 2006, 2007; Сташкова, Морошкин, 2009; Сташкова, Четина, 2014).

С северо-запада на юго-восток, вдоль течения реки Белая, территорию Башкортостана пересекает Актаныш-Чишминский прогиб (АЧП) – одна из ветвей ККСП (рис. 1). АЧП разделяет Башкирско-Кыновский (Башкирский свод) и Альметьевско-Шкаповский (Южно-Татарский свод)

* Ответственный автор: Роман Викторович Мирнов
e-mail: MirnovRV@bnipi.rosneft.ru

© 2025 Коллектив авторов
Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

палеошельфы (Мкртчян, 1980). Неоднородность строения Актаныш-Чишминского прогиба обусловила различный потенциал нефтегазоносности его областей, что проявлено в неравномерном распределении связанных с ним открытых залежей углеводородов.

Клиноформные толщи заволжского, малевско-упинского и черепетско-кизеловского возрастов занимают промежуточное положение между среднефаменским и позднетурнейским бортами Актаныш-Чишминского прогиба и представляют собой мощные геологические тела карбонатного состава линзовидной формы в разрезе с характерным для них «сигмовидным» характером записи волнового поля. Стратиграфическая корреляция в полосе развития клиноформ разреза затруднена в связи с высокой латеральной неоднородностью разреза и отсутствием четко выраженных каротажных реперов. Новые данные сейсморазведки 3D, накопленные за последние десятилетия, дают возможность детализировать клиноформный комплекс на новом уровне. На временных разрезах диагностируются отражения, позволяющие разделить элементарные клиноциклиты, время накопления которых значительно меньше стратиграфических интервалов, выделяемых по биостратиграфическим данным. Поэтому, для детального изучения строения и стратификации клиноформного комплекса был применен секвенс-стратиграфический подход, позволяющий более обоснованно проводить геологическую интерпретацию сейсмических данных.

В строении Камско-Кинельской системы прогибов для каждого стратиграфического интервала верхнедевонско-турнейского комплекса исторически принято выделять три крупные структурно-фациальные зоны:

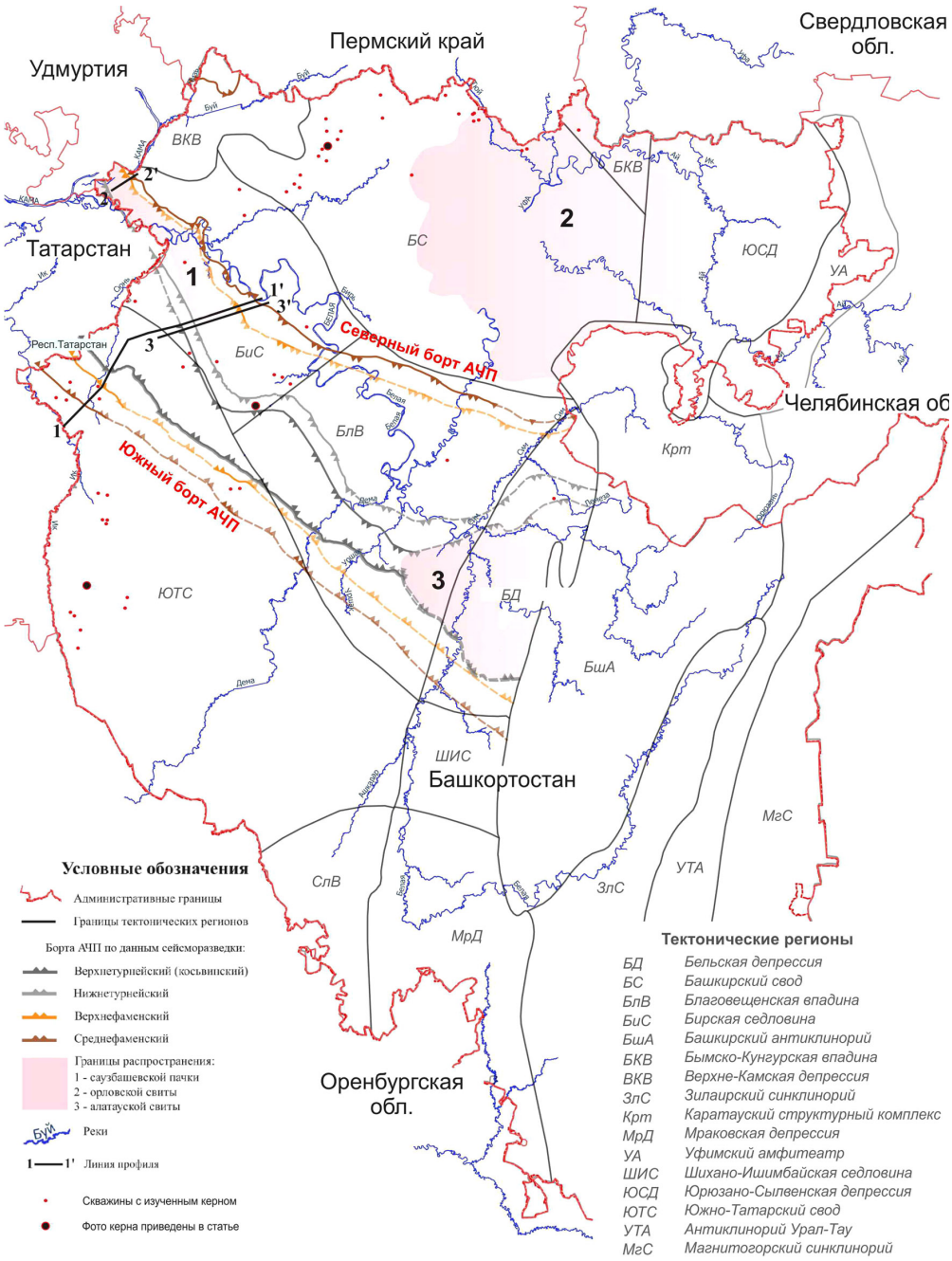


Рис. 1. Обзорная карта с расположением Актаныш-Чишминского прогиба и зонами развития верхнедевонско-турнейских терригенных и карбонатно-терригенных свит и пачек

шельфовую, бортовую (клиноформную) и осевую (депрессионную). Последняя, по мере продвижения клиноформ и заполнения впадины, сужается к центру, где полностью компенсируется лишь ранневизейскими терригенными и терригенно-карбонатными осадками.

Шельфовая зона характеризуется развитием органогенных построек в верхнефранско-нижнефаменском интервале разреза, а также довольно хорошей латеральной выдержанностью перекрывающих среднефаменско-турнейских отложений по мощности и литологическому составу. Биогермные массивы служат главной причиной образования антиклинальных структур в результате дифференциального уплотнения окружающих их пород, а вышележащие отложения содержат интервалы коллекторов и флюидоупоров, с которыми связаны залежи нефти. Основной объем ранее проведенных биостратиграфических исследований был направлен, в первую очередь, на изучение этих пластов с целью палеонтологического обоснования каротажных реперов. Поэтому межскважинная корреляция в данной зоне проводится достаточно уверенно.

В бортовой зоне отмечаются увеличенные толщины отложений, а также отсутствие реперных прослоев, с чем связаны проблемы с корреляцией. Среднефаменский «борт» Актаныш-Чишминского прогиба на севере осложнен краевыми одиночными биогермами, а также крупной вытянутой положительной седиментационной структурой – Арлано-Дюртюлинским барьерным рифом. Южный «борт» представлен сплошной полосой развития преимущественно пористых органогенных карбонатных пород без глинистой примеси. Структурообразующие краевые и барьерные органогенные постройки на нем отсутствуют.

Верхнефаменско-турнейские бортовые зоны представляют собой области развития клиноформного комплекса, изучению которого посвящена настоящая статья. Верхнефаменско-турнейский клиноформный комплекс АЧП образован в результате бокового наращивания палеошельфов (преимущественно за счет аллохтонных известняков). По результатам интерпретации материалов сейсморазведки МОГТ-2D Ф.И. Хатьяновым, О.М. Мкртчяном (Мкртчян, 1964, Мирчинк и др., 1974) и другими исследователями успешно выделялись границы распространения бортовых зон, поскольку во временном поле они подчеркнуты относительно контрастными крутыми «уступами» (рис. 2, 3).

Осевая (депрессионная) зона ККСП сложена кремнисто-карбонатными осадками, обогащенными органическим веществом («доманикоидами»), которые накапливались в условиях некомпенсированного осадконакопления.

Материалы и методы

Основой для проведенной работы послужил большой объем накопленных материалов сейсморазведочных работ МОГТ-3D (24 участка, 4353 км^2). Его интерпретация базировалась на седиментологических особенностях, выявленных при изучении керна (всего изучено более 1500 пог. м. керна 57 скважин).

По керну выделялись седиментационные циклы, уровни субаэральных перерывов (карст, горизонты развития ризолитов), размыва и затопления.

Территория исследования включала Актаныш-Чишминский прогиб и прилегающие к нему палеошельфы в пределах административных границ Башкортостана (рис. 1). Особое внимание было уделено локально развитым терригенным и карбонатно-терригенным пачкам (алатауская, орловская, саузбашевская), которые несут важную информацию об этапах развития бассейна седиментации.

Следует отметить, что в зоне развития Актаныш-Чишминского прогиба отмечается нехватка кернового материала из отложений клиноформного комплекса. Объем архивных биостратиграфических определений в этой зоне очень мал, и охватывает, в основном, прикровельную часть турнейских отложений. Эти обстоятельства существенно усложняют интерпретацию временных разрезов, поэтому возраст клиноформного комплекса в настоящей статье определен с долей условности. Возраст наиболее четко выраженных на временных разрезах бортов АЧП (упинский, кизеловский) принят согласно фундаментальным работам М.Ф. Мирчинка, О.М. Мкртчяна и Ф.И. Хатьянова (1974 и др.). Целью настоящей работы было определение внутреннего строения клиноформ и выявление геологических особенностей их строения для корректной хроностратиграфической корреляции временных разрезов и поиска потенциально перспективных объектов.

Результаты

Циклы развития Актаныш-Чишминского прогиба

Особенностью Актаныш-Чишминской ветви Камско-Кинельской системы прогибов является её преимущественно карбонатный состав и отсутствие мощных выдержанных глинистых толщ, которые позволили бы более уверенно стратифицировать разрез в т.ч. в его клиноформной части (Шакиров и др., 2021). Исключение составляют локально развитые терригенные и карбонатно-терригенные породы – орловская свита (воронежский горизонт), алатауская свита (верхний турне) и «саузбашевская» пачка (граница девона и карбона). Они маркируют периоды активизации источников сноса обломочного материала, которые связаны с падением уровня моря в бассейне седиментации.

Циклы изменения относительного уровня моря (ОУМ) проявлены по-разному в разных структурно-фациальных зонах. Например, в депрессионной зоне АЧП они выражены в чередовании высокоуглеродистых кремнисто-карбонатных пород (среднее содержание органического углерода до 5% и более), соответствующих этапам трансгрессии, и менее углеродистых известняков (содержание органического углерода менее 1%), отвечающих регрессивным этапам. В шельфовой зоне этапы максимальной регрессии проявлены в виде субаэральных перерывов и уровней карста в подстилающих отложениях.

На рис. 4 представлена схема сопоставления региональных горизонтов с выявленными крупными циклами изменения относительного уровня моря, а также этапами накопления терригенных и карбонатно-терригенных толщ и образования органогенных построек. На схеме видно, что региональные и субрегиональные флюидоупоры (и каротажные реперы) соответствуют уровням максимального затопления.

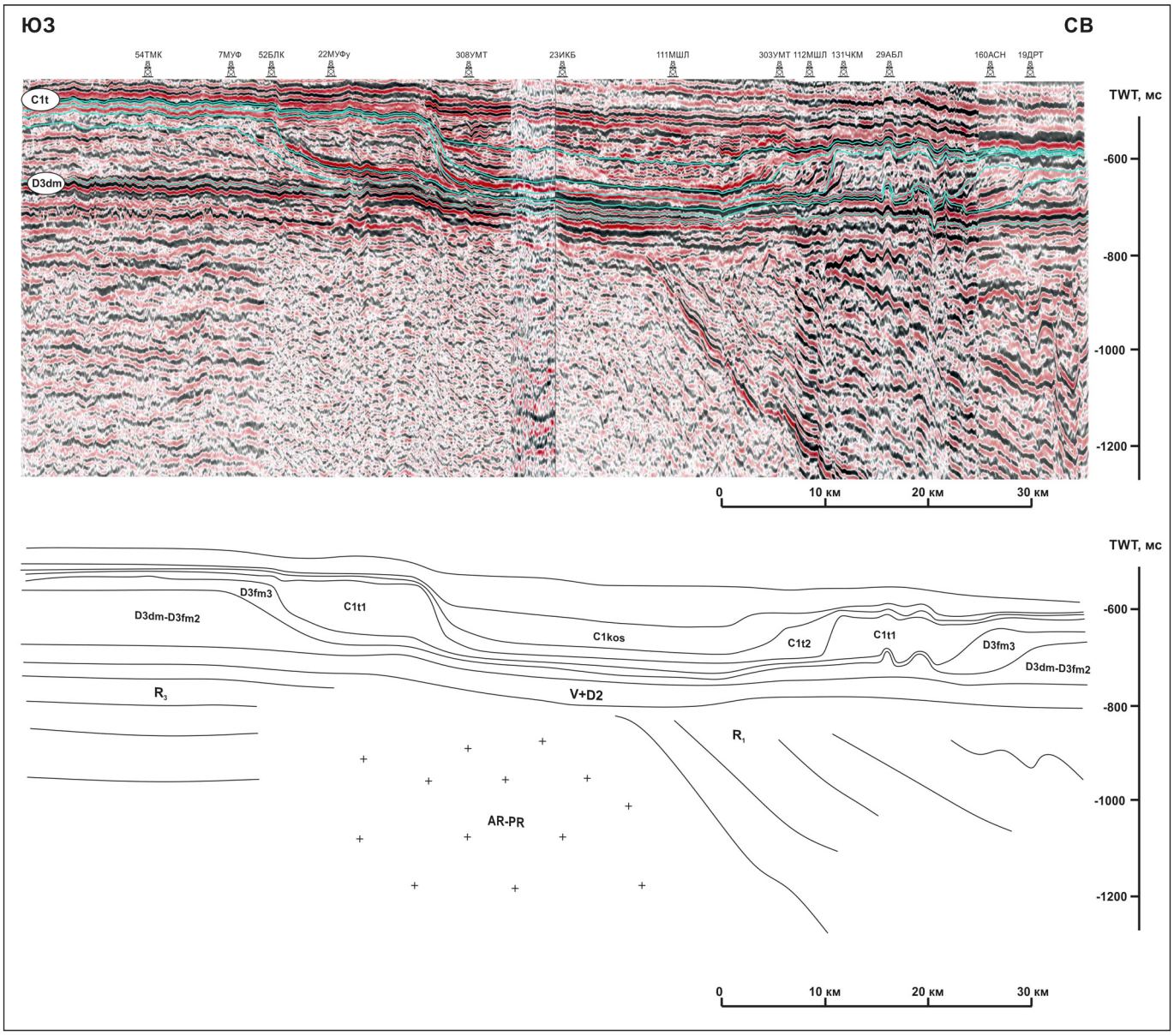


Рис. 2. Композитный временной разрез по линии 1-1’ (см. рис. 1) через разнофациальные зоны Актаныш-Чишминского прогиба и его геологическая интерпретация

Выдержанные по мощности и составу отложения доманикового горизонта, представленные высокоуглеродистыми породами, отражают этап максимальной трансгрессии моря, и выражены на каротажных кривых региональным репером. Выше они сменяются менее углеродистыми породами речицкого горизонта.

Воронежский этап развития бассейна связан с резким падением относительного уровня моря (Вилесов и др., 2019). В депрессионной зоне доманикоидные породы сменяются комковатыми известняками, содержащими онколиты и водоросли в положении роста, что указывает на седиментацию в фотической зоне. На каротажных кривых такая резкая смена условий осадконакопления выражена «мендымским» репером по кривой НГК, соответствующим плотным известнякам. В кровле воронежских известняков депрессионной зоны АЧП часто проявлена доломитизация. В мелководных областях отмечаются размывы: в сводовой части Башкирского свода развиты песчано-глинистые отложения, местами эродирующие подстилающие породы вплоть до доманикового горизонта (Масагутов, 1988), там же выделяется зона карстования и доломитизации воронежских известняков.

В смежных областях воронежскому этапу соответствует накопление глинистой «толщи заполнения» в депрессионной зоне – услонской свиты, источником сноса для которой послужил Токмовский свод (Фортунатова и др., 2015).

Воронежское время ознаменовало зарождение рифов во всех структурно-фациальных зонах АЧП, а евлановская трансгрессия обеспечила пространство аккомодации для их дальнейшего роста.

Граница франского и фаменского ярусов в депрессионной зоне выделяется лишь условно по появлению в разрезе светлых известняков, а в мелководных областях она не устанавливается вовсе – там отсутствуют каротажные реперы (как и флюидоупоры). На Южном Урале эта граница выделяется внутри прослоя брахиоподового ракушняка (Кулагина и др., 2019).

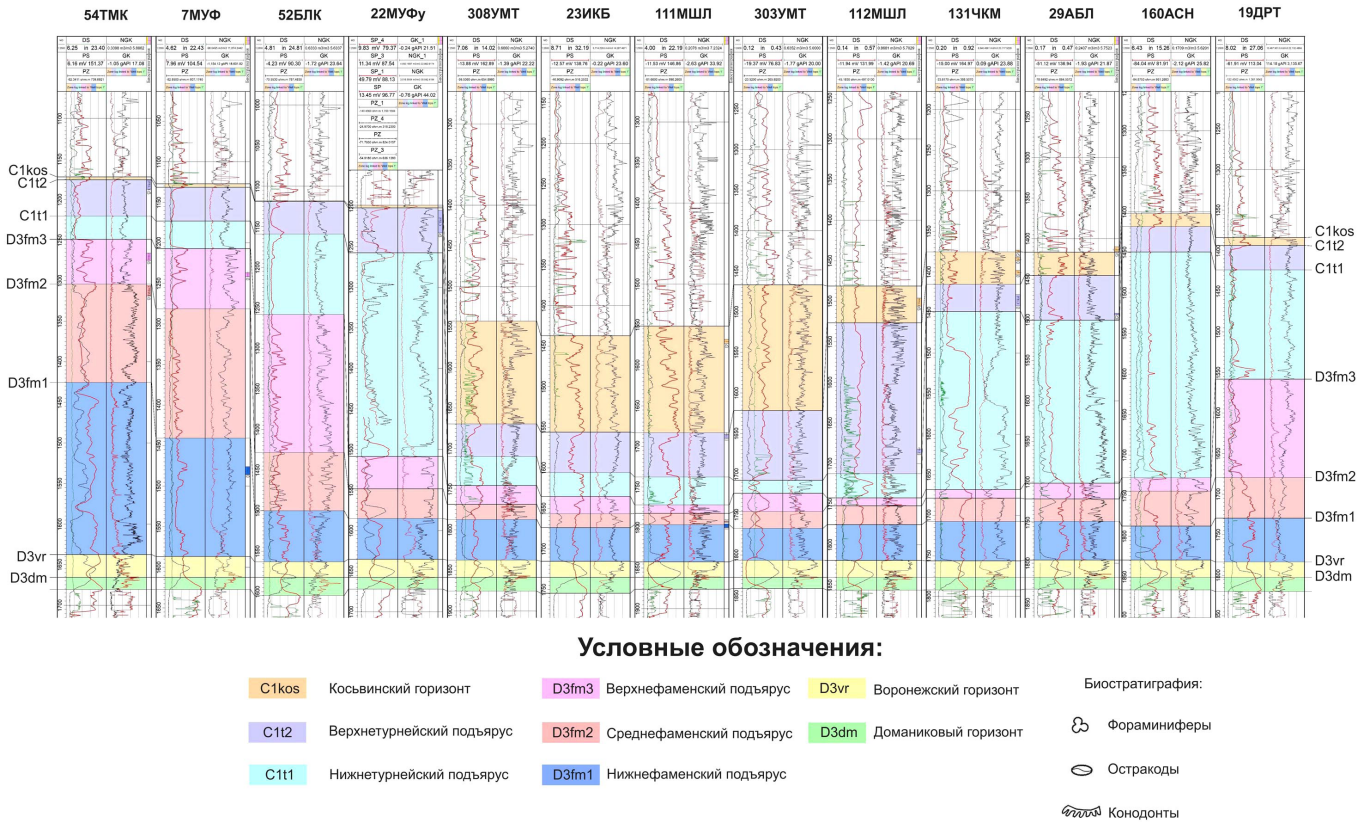


Рис. 3. Схема корреляции скважин через Актаныш-Чишминский прогиб

Раннефаменская регрессия привела к прекращению роста всех органогенных построек шельфовой структурно-фациальной зоны и их карстованию с образованием высокоемких коллекторов (Мирнов и др., 2021).

В среднем фамене началось повышение ОУМ, в конце его достигшее максимума. Поверхность максимального затопления в шельфовой зоне выражена субрегиональным «фаменским» репером, который служит флюидоупором для многочисленных залежей нефти на Башкирском и Южно-Татарском сводах. На рис. 5 представлено фото керна из интервала среднефаменского флюидоупора с трансгрессивной последовательностью напластования: кавернозные доломитизированные водорослевые известняки вверх по разрезу сменяются тонкослоистыми пелитоморфными слабоглинистыми известняками (ламинитами), а затем более массивными мергелями.

В депрессионной зоне среднефаменская трансгрессия привела к «затоплению» франско-нижнефаменских одиночных бассейновых рифов: отдельные органогенные постройки АЧП перекрыты среднефаменскими доманикоидными кремнисто-карбонатными отложениями, которые в ряде случаев служат флюидоупорами и контролируют залежи с высокими концентрациями запасов. Яркими примерами таких залежей являются Чермасанский и Матвеевский рифовые массивы (Мирчинк и др., 1974).

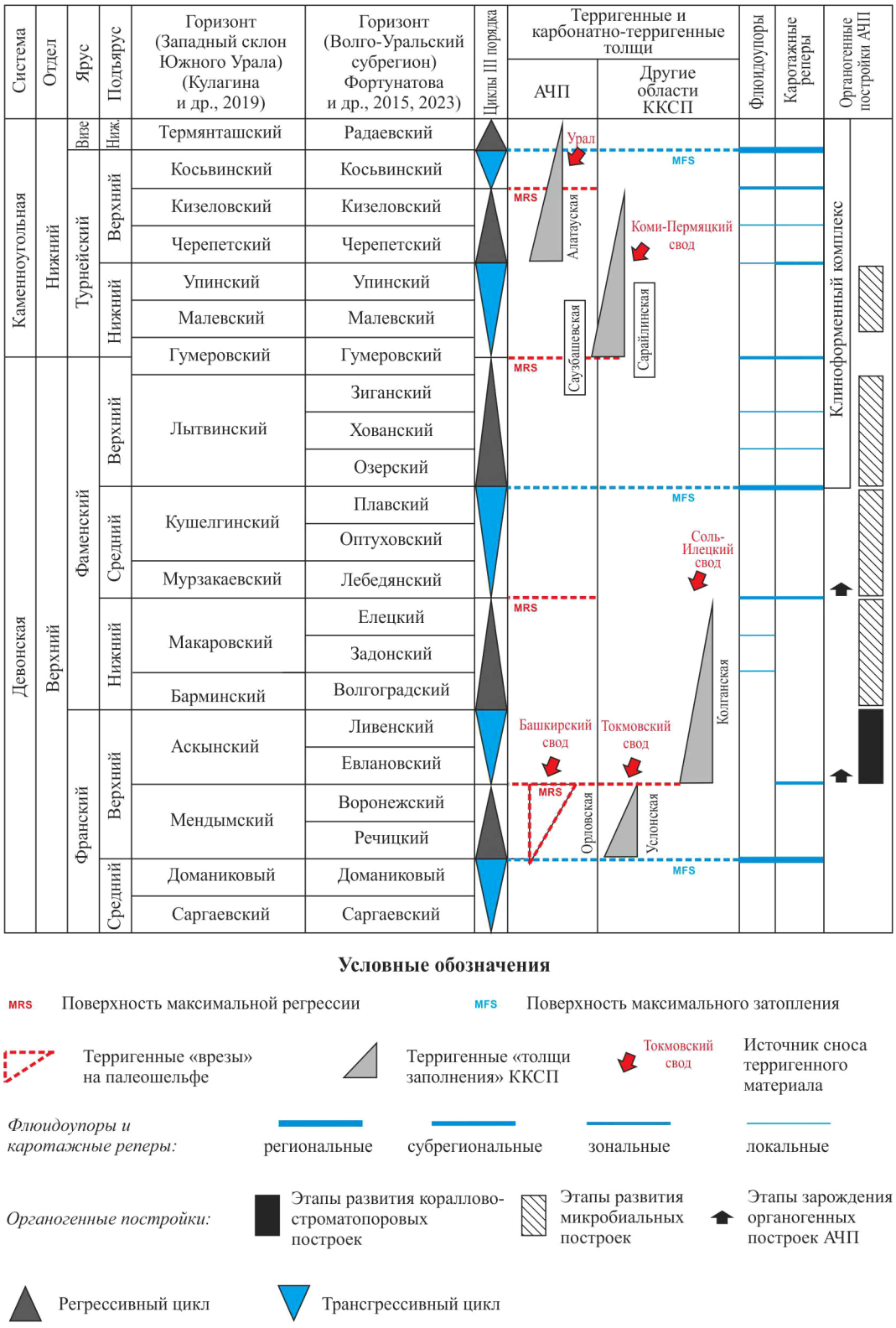
Граница девона и карбона на северо-западе АЧП подчеркнута глинами и мергелями (мощностью до 50-60 м) так называемой «саузбашевской пачки», которая, вероятно, соответствует гумеровскому горизонту и залегает в виде линзы на склоне верхнефаменского «борта» АЧП (рис. 6). «Саузбашевская пачка» является продолжением полосы развития терригенных пород в депрессионной зоне Камско-Кинельской системы прогибов смежных регионов (Удмуртия, Татарстан, Пермский край), именуемой «сарайлинской толщей». Этот вывод основан на стыковке опубликованных схем распространения сарайлинской толщи (Чихирин и др., 2021, Сафаров и др., 2024) с зоной развития саузбашевской пачки, которые разделены лишь административной границей.

Источником сноса для этих отложений служила Коми-Пермяцкая палеосуша (Проворов, 1988). Практически на всей изучаемой территории на склоне верхнефаменского «борта» АЧП отмечаются глинистые прослои меньшей мощности.

На шельфе граница девона и карбона выражена субаэральным перерывом и размывом. На рис. 7 приведено фото керна из пограничного интервала девона и карбона, на котором видны ризолиты (остатки корней наземных растений), выше по разрезу отмечается резкая размытая граница, на которой залегает прослой зеленовато-серых глин.

Верхнефаменский этап развития АЧП отвечает началу проградации клиноформного комплекса. Склоновые глины, образованные в тракты форсированной регрессии, подчеркивают бортовые уступы (увеличивают их акустическую контрастность), за счет чего они достаточно уверенно выделяются на временных разрезах.

В зоне развития АЧП выделяются органогенные постройки следующих возрастных диапазонов: воронежско-нижнефаменские (преобладают в зоне шельфа), нижнефаменские, воронежско-верхнефаменские, воронежско-нижнетурнейские. Зарождение рифов связано с этапами регрессии – большинство рифов начали развитие в воронежское время, единичные рифы северо-западной части



Условные обозначения

MRS Поверхность максимальной регрессии

MFS Поверхность максимального затопления

Терригенные «врезы» на палеошельфе

Терригенные «толщи заполнения» ККСП

Токмовский свод — Источник сноса терригенного материала

Флюидоупоры и каротажные реперы: региональные; субрегиональные; зональные; локальные

Органогенные постройки: Этапы развития кораллово-строматопоровых построек; Этапы развития микробиальных построек; Этапы зарождения органогенных построек АЧП

Регрессивный цикл

Трансгрессивный цикл

Рис. 4. Сопоставление региональных горизонтов с циклами развития бассейна. Пояснения в тексте.

АЧП имеют раннефаменское заложение. Последующее повышение относительного уровня моря обеспечило аккомодационное пространство для их роста. Отдельные рифы прекратили свой рост в результате затопления во время среднефаменской трансгрессии. Большая часть одиночных бассейновых рифов АЧП продолжали свой рост до позднефаменского регрессивного этапа, некоторые постройки осевой зоны развивались вплоть до упинского времени.

Структура клиноформных тел и их отображение на временных разрезах

Отличие и сложность секвенс-стратиграфической интерпретации карбонатных разрезов по сравнению с терригенными, заключаются в том, что последние представлены более акустически контрастными разностями – песчаниками и глинами (Catuneanu, 2004, 2017). В случае карбонатного клиноформного комплекса АЧП,

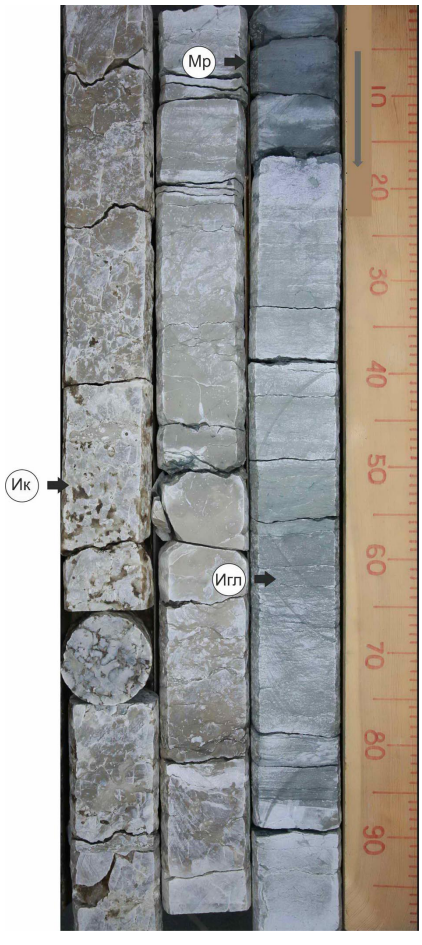


Рис. 5. Фото керна из интервала субрегионального флюидоупора в кровле среднефаменского подъяруса («фаменский репер»). Кавернозные доломитизированные известняки (Ик) вверх по разрезу сменяются слабоглинистыми тонкослоистыми пелитоморфными известняками (Игл), а затем прослоем мергеля (Мр). Цена деления линейки 1 см.

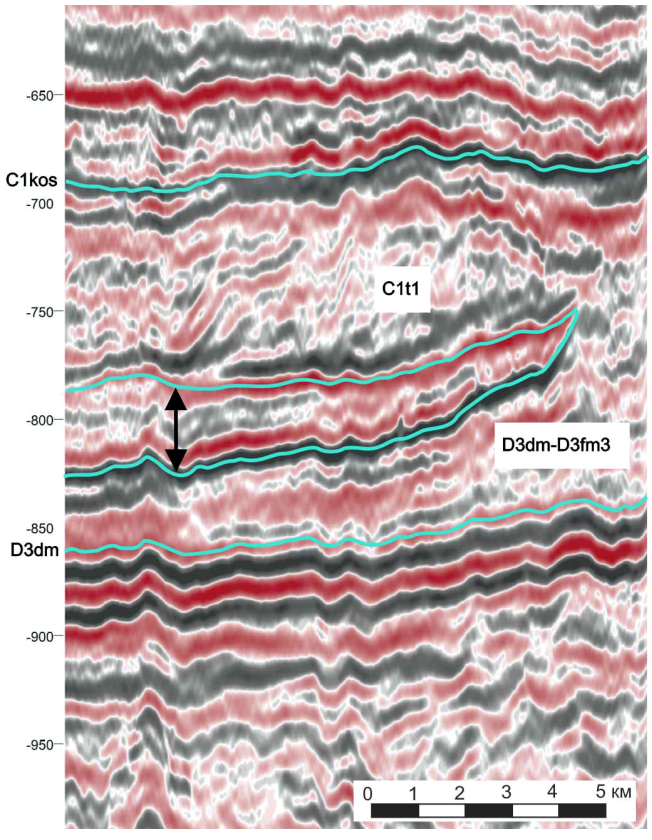


Рис. 6. Отображение «саузбашевской пачки» (показана стрелкой) на временном разрезе по линии 2-2'. Мощность в пределах разреза варьирует от 0 м до 50 м.

где практически отсутствуют прослои глин, интерпретация временных разрезов часто затруднена.

Клиноформа – это линзовидное в разрезе седиментационное тело с отчетливыми первичными наклонами слоев, сложенных обломочными породами, и формирующееся в склоновой части палеобассейна седиментации за один цикл колебаний («клинотема» по Дж. Ричу) (Геологический словарь, 2010). Ввиду низких седиментационных углов наклона, их практически невозможно увидеть в керне скважин, поэтому «отчетливо» наблюдать первичные наклоны слоев мы можем лишь на временных разрезах, где клиноформные тела проявляются при условии изменения литологического состава (плотности) на их границах.

Рассмотрим строение элементарного клиноформного тела в карбонатном разрезе. Верхняя его часть сложена мелководными органогенно-обломочными и микробиально-водорослевыми известняками, обычно имеющими высокую пористость. Ниже они сменяются склоновыми низкопористыми (плотными) известняками шламово-детритовыми и пелитоморфно-шламовыми. В подошвенной части клиноформы они переходят в депрессионные углеродистые кремнисто-карбонатные отложения. Таким образом, при постепенной проградации без значительных изменений ОУМ на временных разрезах отсутствует «сигмовидная» запись (рис. 8, a), а выделяются лишь два параллельных отражения, соответствующих границам доманикоидов и плотных известняков, а также плотных и пористых известняков.

При периодическом понижении ОУМ и накоплении пористых известняков ниже по склону, появляется слабо проявленная «сигмовидная» запись (рис. 8, b).

При трансгрессии моря область накопления депрессионных осадков перемещается выше по склону, что имеет достаточно четкое отражение на временных разрезах ввиду высокой акустической контрастности доманикоидов и плотных известняков (рис. 8, c). Это отражение чаще всего характеризуется пологим углом наклона.

Наиболее уверенно во временном поле выделяется «бортовой уступ», который проявляется как положительная структура в результате дифференциального уплотнения (рис. 8, d). Глинистые отложения на передовом склоне «борта» обеспечивают его акустическую контрастность.

Обсуждение результатов

Секвенс-стратиграфическая интерпретация

С позиции секвенс-стратиграфии отражения типа *C* (рис. 8) отвечают поверхностям максимального затопления (MFS), когда происходит смещение глубоководных фаций в сторону шельфа.

Формирование краевой структуры («бортового уступа»), вероятно, происходит в тракт высокого стояния ОУМ (HST) при устойчивом режиме седиментации, а крутой уступ образуется за счет укрепления борта

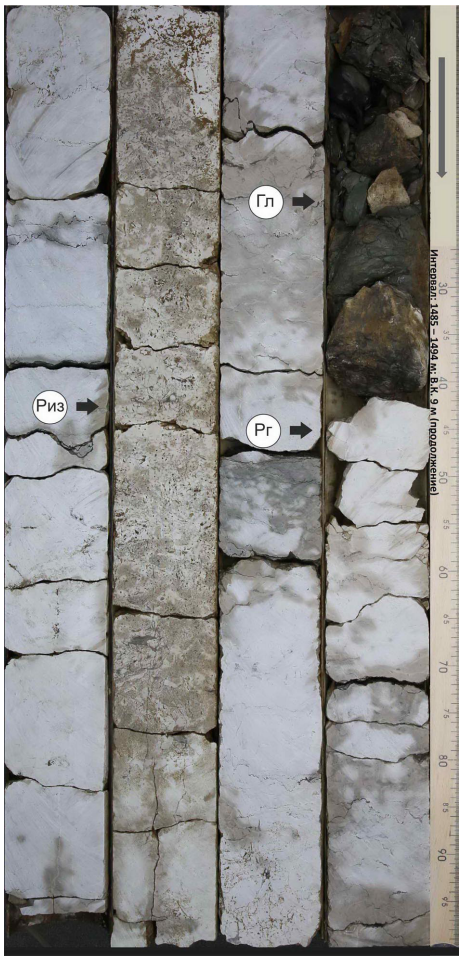


Рис. 7. Признаки субаэрального перерыва на границе девона и карбона (Рг) в керне скважины на Башкирском палеошельфе. Гл – глина, Риз – интервал развития ризолитов. Цена деления линейки 1 см. Серая стрелка указывает направление укладки керна.

биоцементаторами. Следует отметить, что такие структуры на турнейских бортах сложены не организмами-рифостроителями, а органогенно-обломочными и микробиально-водорослевыми известняками.

Склоновые глины, подчеркивающие бортовой уступ, связаны с трактом низкого стояния ОУМ (LST), когда у подножья склона отлагается глинистый материал, образованный в результате размыва вышедших на поверхность областей шельфа.

На рис. 9 приведен композитный временной разрез и его комплексная интерпретация, выполненная с опорой на результаты исследования керна и анализ каротажных кривых. На нем видны все наиболее важные особенности геологического строения северного борта АЧП. Разрез проведен через краевую органогенную постройку верхнефранско-среднефаменского возраста.

Граница верхнефаменского «борта» подчеркивается маломощной склоновой глиной (аналогом «саузбашевской пачки»), соответствующей поверхности максимальной регрессии (MRS) (по модели T-R-sequence). Наибольшая проградация карбонатных клиноформ отмечается в малевско-упинское время (C1t1). На рисунке видно, что важным структурообразующим фактором в этой зоне служат одиночные бассейновые рифы раннефаменского заложения, затопленные во время трансгрессии среднего фамена.

Нижнетурнейский бортовой уступ выделяется достаточно четко и образует вытянутую малоамплитудную структуру уплотнения вдоль всего АЧП.

Кизеловско-черепетский клиноформный комплекс отвечает тракту низкого стояния ОУМ (LST), и содержит большее количество глинистых пачек, мощность и количество которых возрастают в восточном направлении. Источником обломочного материала для этих пачек, вероятно, служили островные суши со стороны Палеоуральского океана. На крайнем востоке АЧП выделяется зона развития мощной терригенной алатауской свиты, которая занимает стратиграфический диапазон от кизеловского до косьвинского горизонта (Фортунатова и др., 2023).

При общем проградационном характере верхнедевонско-турнейских клиноформ выделяется ретроградация косьвинских отложений, выраженная в «отступании» краевых «органогенных построек» косьвинского возраста.

На примере приведенного разреза можно оценить степень влияния такого фактора как уплотнение углеродистых кремнисто-карбонатных пород (доманикоидов) на изменение пространства аккомодации. Без учета этого фактора можно было бы интерпретировать резкое понижение в структурном плане отложений нижне-среднефаменского «борта» как резкое понижение уровня моря. В таком случае, падение ОУМ должно было бы составлять более 150 м. Однако, учитывая разницу в стратиграфическом диапазоне залегания доманикоидных отложений западнее «борта» (доманиково-среднефаменский возраст, современная мощность уплотненных осадков – около 150 м) и восточнее «борта» (доманиково-речицкий возраст, современная мощность уплотненных осадков – около 25 м), становится очевидным образование такого выраженного уступа за счет дифференциального уплотнения. Этапы падения уровня моря в данном случае проявлены «склоновыми» глинами под бортовым уступом.

Постепенное увеличение мощности косьвинских отложений также обусловлено уплотнением подстилающих углеродистых кремнисто-карбонатных толщ, стратиграфический диапазон которых, постепенно расширяется в сторону осевой зоны прогиба (от доманиково-речицкого до доманиково-верхнетурнейского) (Фортунатова и др., 2023). Толщина косьвинских отложений на шельфе составляет первые метры, участками отложения отсутствуют.

Модель строения клиноформного комплекса и потенциальные перспективные объекты для поиска углеводородов

Проведенная детализация строения клиноформного комплекса АЧП позволила рассмотреть перспективы открытия в нем залежей углеводородов. Традиционные объекты поиска, такие как структуры облекания амплитудных рифов, при текущей высокой степени изученности, по большей части выявлены и разбурены.

На рисунке 10 приведена концептуальная модель строения западной части АЧП и потенциальные объекты для поиска.

Верхнефаменский и малевско-упинский клиноформные комплексы характеризуются высокой мощностью коллекторов в верхней части разреза. Ключевым фактором для поиска залежей в этом интервале является наличие

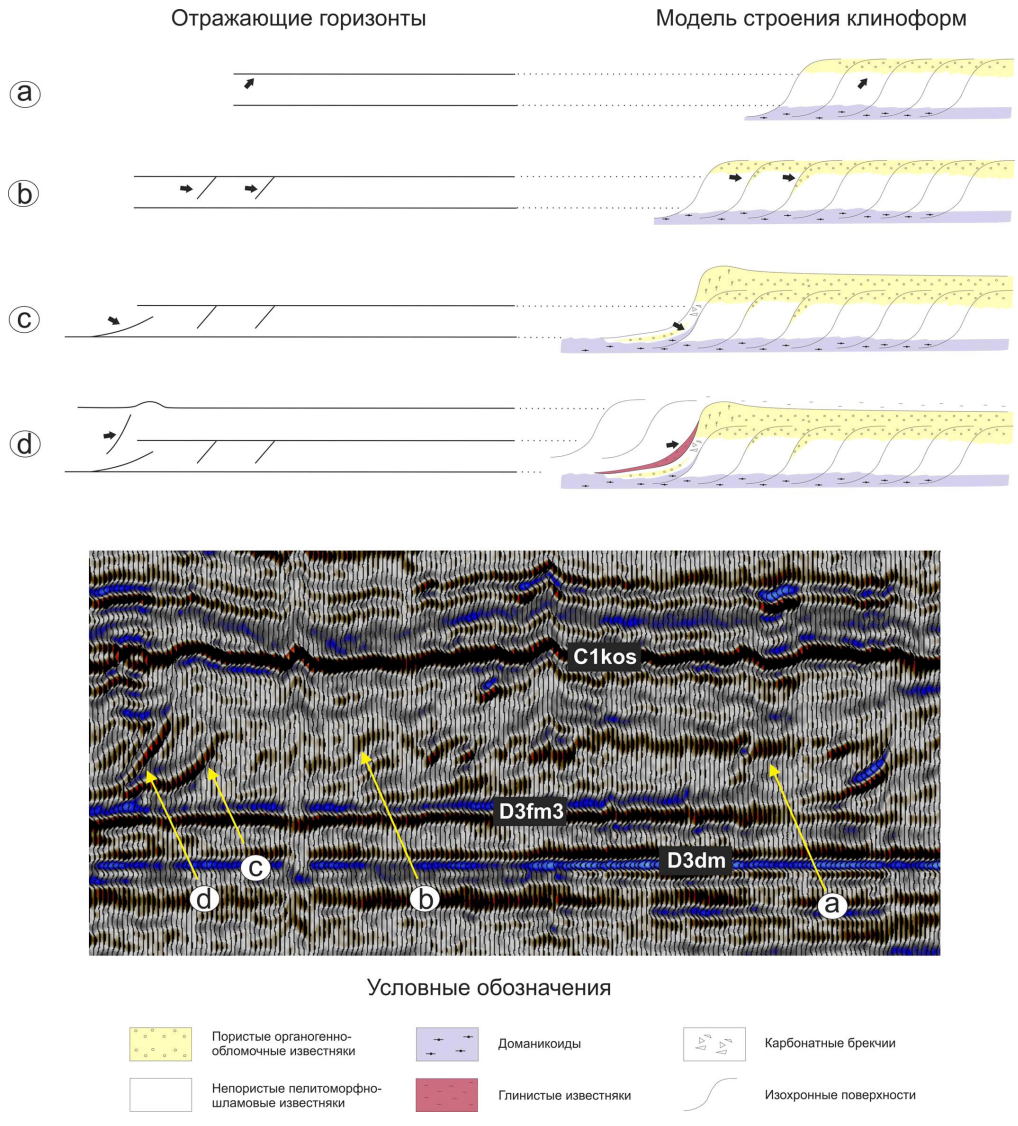


Рис. 8. Отражающие горизонты, отвечающие различному строению клиноформных тел на модели (верхняя часть рисунка) и на реальном временном разрезе по линии 3-3’ (нижняя часть рисунка) через малевско-упинский клиноформный комплекс АЧП. a – горизонтальные отражения на границах доманикоиды – низкопористые известняки – пористые известняки; b – слабо выраженные «сигмовидные» отражения на границе пористые известняки – низкопористые известняки; c – четкое пологонаклонное отражение на границе доманикоиды – низкопористые известняки; d – четкое крутонаклонное отражение на границе глины (глинистые известняки) – низкопористые известняки (бортовой уступ).

положительной структуры, т.к. нижнетурнейские клиноформы не содержат глинистых перемычек и породы-коллекторы составляют единое пластовое гидродинамически связанное тело, что было показано выше (рис. 8, a). На наш взгляд, наиболее перспективны локальные поднятия, образованные малоамплитудными нижнефаменскими рифами, перекрытыми нижнетурнейским клиноформным комплексом. Даже в том случае, если положительные структуры не выражены на поверхности косьвинского горизонта, необходимо учитывать, что их амплитуда увеличивается с глубиной ввиду образования в результате дифференциального уплотнения. В кизеловско-черепетских и косьвинских пластах, перекрывающих малевско-упинские клиноформы, среди коллекторов на разных уровнях встречаются также локальные флюидоупоры, представленные низкопористыми и низкопроницаемыми известняками (объект 3, рис. 10). Наличие открытых залежей описанного типа позволяет рекомендовать к бурению (углублению) скважины на подобные объекты с вскрытием кровли органогенных построек, т.к. и в самих постройках могут быть открыты залежи при наличии коллекторов (объект 2, рис. 10).

Перспективными могут быть также структуры облекания турнейских краевых «органогенных построек» тракта высокого стояния ОУМ, которые выделяются в малевско-упинских (объект 4, рис. 10) и в косьвинских отложениях (объект 6, рис. 10). Главным риском для таких объектов является наличие замкнутого контура, т.к. краевые тела образуют линейные малоамплитудные поднятия, не осложненные отдельными локальными поднятиями. Таким образом, такие поднятия могут не замыкаться в направлении регионального восстания пластов с востока на запад.

В верхнетурнейском клиноформном комплексе по данным бурения отмечается значительно меньшее содержание коллекторов по сравнению с нижнетурнейским. Тем не менее, присутствие в его составе глинисто-карбонатных

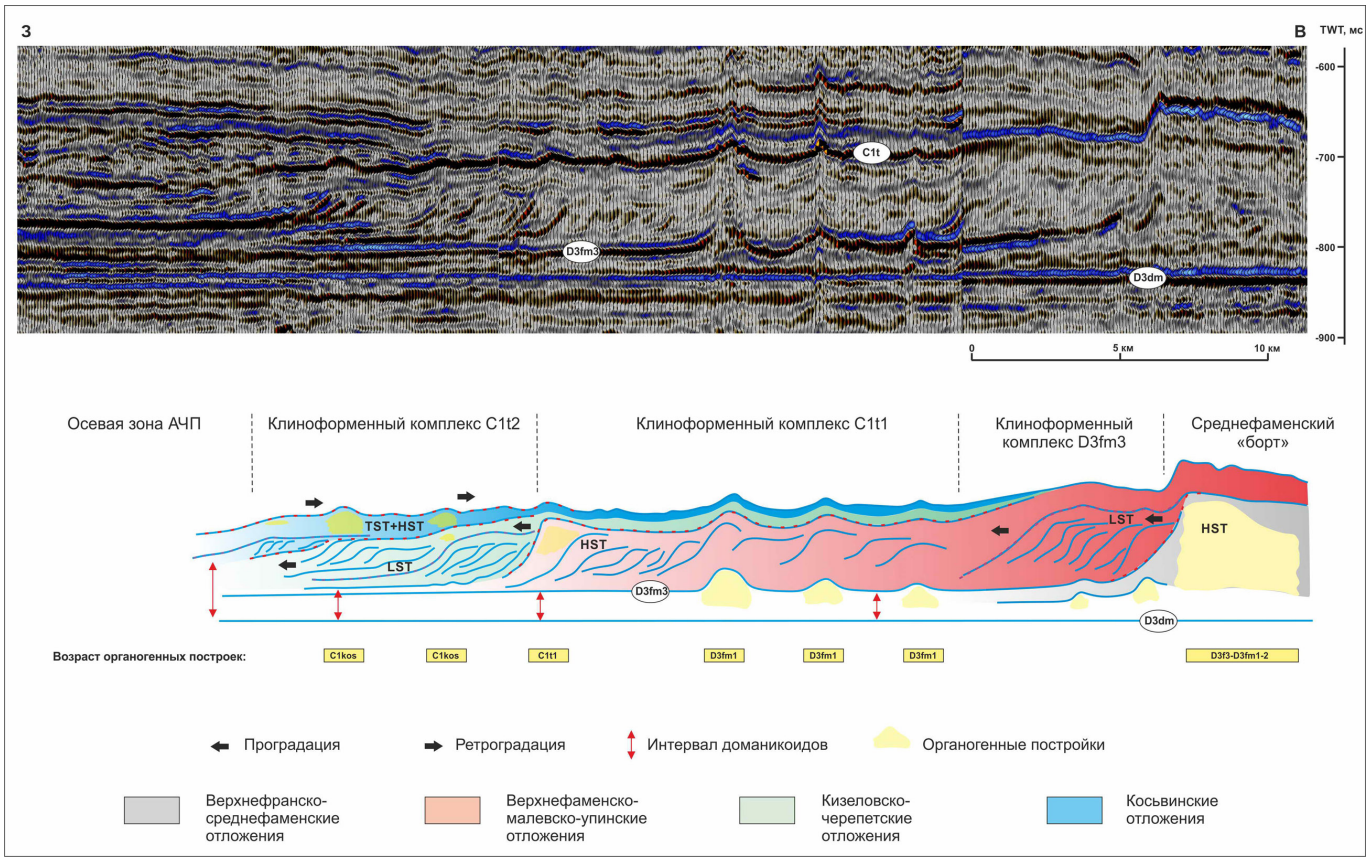


Рис. 9. Композитный временной разрез через северный борт Актаныш-Чишминского прогиба и его секвенс-стратиграфическая интерпретация. Выравнивание на отражающий горизонт D3dm (доманиковый горизонт).

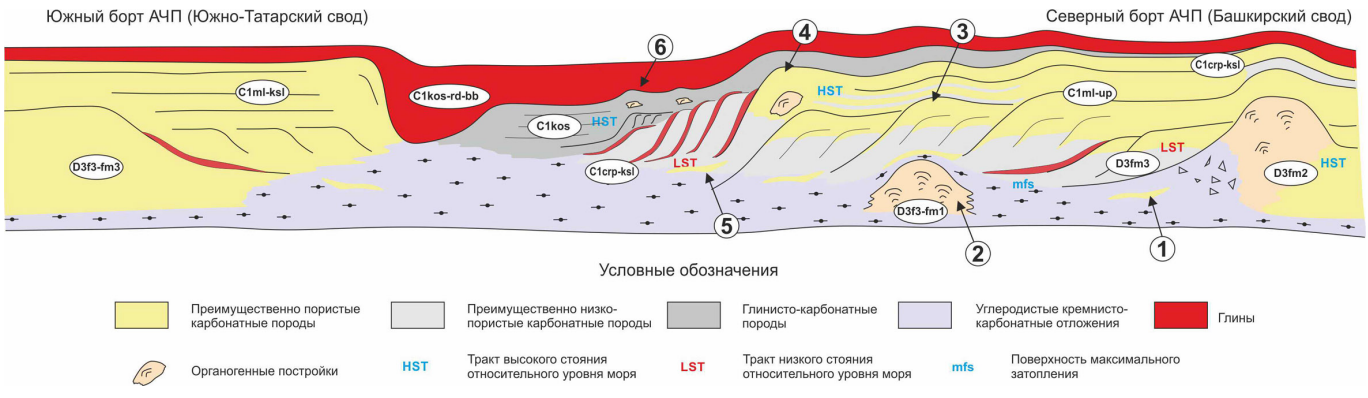


Рис. 10. Модель строения верхнефаменско-турнейского клиноформного комплекса западной части Актаныш-Чишминского прогиба и потенциальные объекты для поиска углеводородов. 1 – обломочный шлейф франско-нижнефаменских рифов, 2 – бассейновые затопленные рифы и 3 – малевско-упинские клиноформы в структурах облекания затопленных рифов, 4 – структуры облекания малевско-упинских краевых органогенных построек, 5 – обломочный шлейф малевско-упинских краевых органогенных построек, 6 – структуры облекания косьвинских краевых органогенных построек.

пород, которые могут служить флюидоупорами, позволяет рассматривать его как потенциально перспективный при наличии антиклинальной структуры.

Открытым остается вопрос причин асимметрии южного и северного бортов АЧП и неравномерного распространения клиноформного комплекса по площади. На этот счет существует несколько точек зрения: от утверждения исключительной роли седиментационного фактора (Никитин, 2020) до абсолютного тектонического контроля морфологии бортов (Ларочкина и др., 2012).

Авторы настоящей статьи придерживаются мнения о том, что морфология клиноформных тел контролируется комплексом факторов. Например, на профиле, приведенном на рис. 2, видно, что южный борт подстилают горизонтально-залегающие рифейские отложения, а на самом краю борта выделяется выступ архейско-протерозойского кристаллического фундамента. Северный же борт, залегает на крутопадающих рифейских пластах, срезанных в результате предвендского размыва.

На материалах сейсморазведки видна унаследованность конфигурации бортовых уступов и расположения органогенных построек от границ выклинивания различных по литологическому составу пластов рифея. Таким образом, одним из аспектов, влияющих на морфологию

клиноформного комплекса, по-видимому, является тектоническое поведение, а также литологическая неоднородность подстилающих докембрийских отложений.

Северный борт АЧП, приведенный на профиле (рис. 2) и на модели (рис. 10), характеризуется проградационным (боковое наращивание) строением, тогда как на южном борту преобладает аггредация (вертикальное наращивание), особенно ярко проявленная в верхнетурнейском интервале разреза. Значительная мощность клиноформного комплекса на южном борту указывает на высокую скорость тектонического прогибания, но это не может в полной мере объяснить отсутствие проградации. Такая асимметрия может быть связана с направлением преобладающих течений, которые привели к ограничению пространства аккомодации на подветренной стороне. Вероятно, по этой же причине на южном борту АЧП отсутствуют краевые и барьерные рифы (Мкртчян, 1980), формирующие локальные антиклинальные структуры. Важная роль направления течений доказана в работах (Eberli, Ginsburg, 1987; Moore, 2013) о строении кайнозойских карбонатных клиноформных отложений прогиба Стрэйтс оф Андрос между «бортами» Андрос и Бимини (Багамские острова), которые имеют схожую морфологию и масштабы. Таким образом, вероятно, направление преобладающих течений во многом обусловило отличия в строении клиноформных комплексов южного и северного бортов Актаныш-Чишминского прогиба, которые стали причиной их несопоставимого потенциала нефтеносности. С северным бортом связаны многочисленные открытые залежи и возможные перспективы.

Неантиклинальные ловушки

Наиболее сложным и интересным объектом поиска в пределах Камско-Кинельской системы прогибов являются неструктурные литологические ловушки, связанные с «обломочными шлейфами» бортов АЧП и органогенных построек (Фортунатова и др., 2007; Савич, Мельник, 2015). Один из таких объектов вскрыт скважиной 50 непосредственно вблизи северного малевско-упинского борта АЧП (рис. 11).

Здесь, среди карбонатных брекчий подножья склона залегают сортированные зернистые обломочные нефтенасыщенные известняки. Фото керна из аналогичного интервала разреза приведено на рис. 12. В данном случае, линзовидное тело коллекторов, залегающее у подножья склона, сверху перекрывается склоновыми глинами (хорошими флюидоупорами), по восстанию породы-коллекторы сменяются карбонатными брекчиями. Подстилающий мощный доманикоидный комплекс нефтематеринских пород обеспечивает заполняемость такой ловушки. Коллекторы такого типа развиты вдоль всего малевско-упинского борта, в сторону осевой зоны АЧП они замещаются низкопористыми породами (объект 5, рис. 10). Наличие аналогичных объектов вероятно и у подножья южного борта АЧП.

Подобные объекты обнаружены при изучении каротажных материалов скважин вблизи среднефаменского борта (объект 1, рис. 10), осложненного амплитудными органогенными постройками. Там, у подножья среднефаменского «борта» в фаменском интервале разреза среди пород доманикового типа залегают пласты высокопористых коллекторов «обломочного шлейфа» рифов

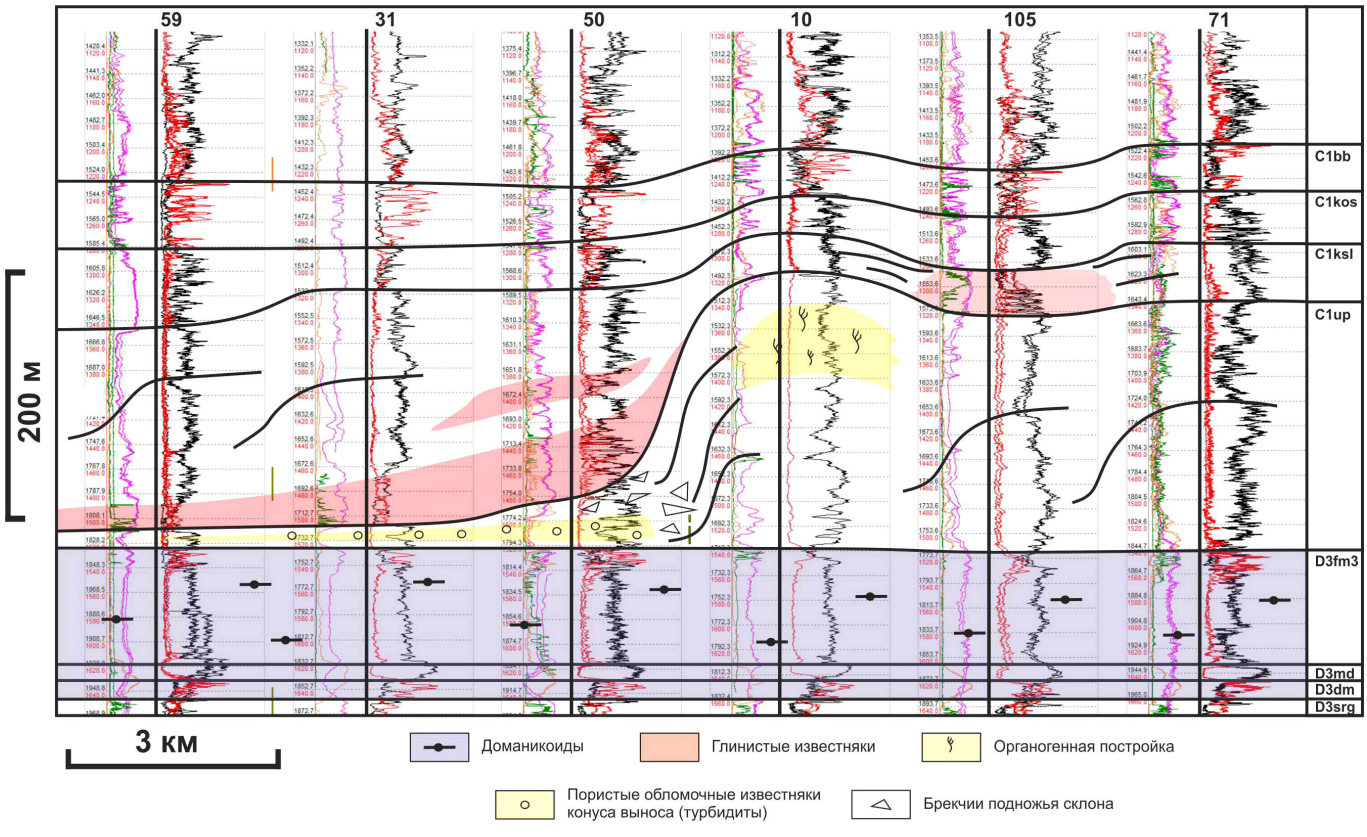


Рис. 11. Геологический профиль через краевую органогенную постройку и пористые известняки обломочного шлейфа северного борта Актаныш-Чишминского прогиба (выровнен на кровлю доманикового горизонта)



Рис. 12. Фото керна из интервала карбонатного коллектора в глубоководной части разреза. ТО – оползневые текстуры, Бр – брекчии подножья склона, Обл – нефтенасыщенные известняки «обломочного шлейфа», в основании массивные, в кровле – градационно-слоистые; видны следы удаления флюидов.

мощностью до 10 м. Главным риском для таких объектов является возможное отсутствие замкнутого контура по восстанию пласта, однако, наличие коллекторов позволяет рассматривать такие объекты как потенциально перспективные.

Заключение

Применение принципов секвенс-стратиграфии при детальном изучении клиноформного верхнедевонско-турнейского комплекса Камско-Кинельской системы прогибов позволяет не только провести корректную хроностратиграфическую корреляцию, но и дифференцированно оценить потенциал его нефтегазоносности.

Циклы изменения относительного уровня моря соотносятся с этапами образования флюидоупоров, коллекторов, а также структурообразующих органогенных построек. На этапах максимального снижения ОУМ в мелководных областях за счет карстования образованы кавернозные коллекторы, а во время максимального затопления – субрегиональные и региональные флюидоупоры.

При секвенс-стратиграфической интерпретации временных разрезов ККСП, кроме тектонического фактора и эвстатических колебаний уровня моря, необходимо учитывать следующие факторы, контролирующие пространство аккомодации: состав и особенности залегания подстилающих докембрийских толщ, уплотнение углеродистых кремнисто-карбонатных пород доманикоидного комплекса, предполагаемое направление преобладающих течений.

В клиноформном комплексе Актаныш-Чишминского прогиба, хорошо изученного бурением, сейсморазведочными работами МОГТ-2D и 3D, керном и опробованиями, выделены потенциальные объекты для поиска залежей углеводородов. Описанные подходы применимы в менее изученных смежных регионах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

Благодарности

Авторы выражают благодарность специалисту ООО «РН-БашНИПИнефть» Бочарову Р.В. за помощь в оформлении статьи.

Литература

Вилесов А.П., Никитин Ю.И., Ахтямова И.Р., Широковских О.А. (2019). Франские рифы рыбкинской группы: фациальное строение, этапы формирования, нефтеносность. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, 7, с. 4–22. DOI: 10.30713/2413-5011-2019-7(331)-4-22

Грачевский М.М. (1959). Особенности строения и формирования Камско-Кинельской впадины в Куйбышевском Заволжье и Татарии. *Доклады АН СССР*, 6, 125 с.

Калабин С.Н., Катошин А.Ф., Козлов В.Г., Лаптев А.П., Попова В.С., Савич А.И., Сташкова Э.К., Тетерина Л.И., Чижова В.А. (2002). Перспективы нефтегазоносности турнейской толщи заполнения Камско-Кинельских прогибов в северных районах Пермской области. М.: ОАО НТК «Нефтеотдача», 94 с.

Кулагина Е.И., Артюшкова О.В., Клименко Т.В., Тагариева Р.Ч. (2019). Девон и карбон западного склона Южного Урала: стратиграфический обзор. *Геологический вестник*, 3, с. 103–142. DOI: 10.31084/2619-0087/2019-3-8

Ларочкина И.А., Валеева И.Ф., Сухова В.А. (2012). Новые аспекты перспектив нефтеносности нижнекаменноугольных отложений на территории Актаныш-Чишминского прогиба Камско-Кинельской системы. *Георесурсы*, 2(44), с. 4–7.

Масагутов Р.Х. (1988). Палеогеографические условия осадконакопления средне- и верхнефранских отложений Башкирского палеосвода в связи с их нефтегазоносностью. *Тектоника и нефтегазоносность*. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, с. 60–65.

Мирнов Р.В., Бакиров Р.Д., Минкаев В.Н. (2021). Особенности геологического строения Башкирского и Южно-Татарского палеошельфов, определившие закономерности распространения флюидоупоров в верхнедевонской карбонатной толще. *Нефтяное хозяйство*, 6, с. 32–37. DOI: 10.24887/0028-2448-2021-6-32-37

Мирчинк М.Ф., Хачатрян Р.О., Громека В.И., Митрейкин Ю.Б., Мкртчян О.М., Нартов Г.В. (1965). Тектоника и зоны нефтегазонакопления Камско-Кинельской системы прогибов. М.: Наука, 241 с.

М.Ф. Мирчинк, О.М. Мкртчян, Ф.И. Хатьянов (1974). Рифы Урало-Поволжья и их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков. М.: Недра, 262 с.

Мкртчян О.М. (1964). Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур востока Урало-Поволжья. М: Наука, 117 с.

Мкртчян О.М. (1980) Закономерности размещения структурных форм на востоке Русской плиты. М.: Наука, 135 с.

Мкртчян О.М., Трохова А.А. (1978). Сравнительные черты нефтеносности карбонатных формаций верхнего девона-турне востока Русской платформы. *Осадочные формации и их нефтегазоносность*. М.: Изд-во МГУ, с. 265–267.

Никитин Ю.И. (2020). Палеогеографические реконструкции позднедевонского осадконакопления на юге Волго-Уральской провинции в связи с поисками рифовых месторождений нефти. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, 8, с. 4–18. DOI: 10.30713/2413-5011-2020-8(344)-4-18

Проворов В.М. (1988). Особенности строения и нефтегазоносности верхнедевонско-турнейского палеошельфа северных и западных районов Урало-Поволжья. *Геология нефти и газа*, 2, с. 24–29.

Савич А. И., Мельник Е.В. (2015). Перспективы нефтегазоносности турнейских клиноформ Висимской впадины и Соликамской депрессии. Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Геология. *Нефтегазовое и горное дело*, 14(15), с. 5–11. DOI: 10.15593/2224-9923/2015.15.1

Сафаров А.Ф., Силантьев В.В., Мифтахутдинова Д.Н., Сунгатуллина Г.М., Лутфуллин А.А., Кольчугин А.Н., Шуматбаев К.Д., Валидов М.Ф., Абусалимова Р.Р., Калимуллин А.М., Иксанова А.Ф. (2024). Уточнение границ распространения и типов разрезов верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений юго-восточного склона Северо-Татарского свода. *Геомодель 2024: Сборник материалов 26-й конференции по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа*, Геленджик. М: ООО «Геомодель Развитие», с. 344–348.

Сташкова Э.К., Морошкин А.Н. (2009). Оценка внутреннего строения месторождений по данным бурения и сейсморазведки в сложной клиноформной зоне. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, 11, с. 84–89.

Сташкова Э.К., Четина Н.В. (2014). Модель формирования литолого-фациальной зональности франско-турнейской толщи. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, 7, с. 84–92.

Фортунатова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Гумаров Р.К., Екименко В.А., Тарасов Е.А. (2005). Новый тип нетрадиционных поисковых объектов УВ в Западном Татарстане. *Георесурсы*, 1(16), с. 13–14.

Фортунатова Н.К., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Гумаров Р.К., Екименко В.А., Тарасов Е.А. (2006). Клиноформные тела в палеозойских карбонатных толщах Камско-Кинельской системы прогибов - новый тип поисковых объектов в западном Татарстане. *Геология нефти и газа*, 1, с. 25–33.

Фортунатова Н.К. (2007). Седиментационные модели карбонатных конусов выноса - новых нефтегазопоисковых объектов. *Геология нефти и газа*, 2, с. 61–69.

Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Бушуева М.А., Швец-Тэнэта-Гурий А.Г., Баранова А.В., Кононова Л.И., Рахимова Е.В., Михеева А.Ю., Оленева Н.В., Мушин И.А. (2015). Верхний девон Волго-Уральского субрегиона. Материалы по актуализации стратиграфических схем. М.: ВНИГНИ, 174 с.

Фортунатова Н.К., Бушуева М.А., Канев А.С., Белоусов Г.А., Баранова А.В., Холмянская Н.Ю. (2023). Закономерности строения и перспективы нефтегазоносности верхнедевон-турнейских карбонатных и глинисто-карбонатных комплексов прибортовых зон Камско-Кинельской системы прогибов. *Геология нефти и газа*, 3, с. 59–82. DOI: 10.31087/0016-7894-2023-3-59-82

Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Бушуева М.А., Ермолова Т.Е., Михеева А.И., Ступак А.А., Баранова А.В., Кононова Л.И., Мамонтов Д.А., Харченко С.И., Авдеева А.А., Канев А.С., Евдокимов Н.В., Гончаров Е.О., Зорин А.Б., Белоусов Г.А., Городков А.Б., Шишкина Т.Ю., Володина А.Г., Холмянская Н.Ю., Кравченко М.С., Афанасьева М.С., Евдокимова И.О. (2023). Стратиграфия нижнего карбона Волго-Уральского субрегиона. Материалы к актуализации стратиграфической схемы. М.: ВНИГНИ, 288 с.

Хатьянов Ф.И., Кухаренко Ю.Н., Куряева В.В., Юнусов Н.К. (1976). О геодинамических условиях образования и закономерностях распространения нефтеносных структур на юго-восточном склоне Русской плиты. *Геодинамика и полезные ископаемые*. М.: Госкомитет по науке и технике при СМ СССР, с. 117–119.

Хачатрян Р.О. (1964). Формации девона и карбона востока Русской платформы. *Доклады АН СССР*, 6, 159 с.

Хачатрян Р.О. (1979). Тектоническое развитие и нефтегазоносность Волжско-Камской антеклизы. М.: Наука, 171 с.

Хачатрян Р.О., Митрейкин Ю.Б. (1991). Актуальные геологические проблемы освоения ресурсов нефти в Камско-Кинельских прогибах. *Геология и освоение ресурсов нефти в Камско-Кинельской системе прогибов*. М.: Наука, с. 7–17.

Чижова В.А., Кузнецов Ю.И., Зверева К.А., Проворов В.М., Зверев В.А. (1987). Зональная хроностратиграфия при прогнозе литолого-стратиграфических ловушек углеводородов в карбонатных толщах. Нефтегазоносность карбонатных формаций. М.: ИГиРГИ, с. 122–128.

Чихирин А.А., Шостак А.В., Кириллов К.А., Уралова Л.Р., Исакова Е.А. (2021). Перспективы поиска литологических залежей в депрессионных толщах выполнения прогибов Камско-Кинельской системы в пределах Удмуртской Республики. Новые идеи в геологии нефти и газа. *Новая реальность 2021: Сборник научных трудов (по материалам Международной научно-практической конференции)*. М: Перо, с. 652–656.

Шакиров В.А., Вилесов А.П., Кожин В.Н., Шакирова Г.В., Колесников В.А., Терешкин В.В., Немков И.П., Соболев В.И., Гилаев Г.Г. (2021). Особенности геологического строения и развития Муханово-Ероховского прогиба в пределах Оренбургской области. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, 6(354), с. 5–16. DOI: 10.33285/2413-5011-2021-6(354)-5-16

Шершнев К.С., Калабин С.Н., Сташкова Э.К. (1991). Клиноформы турнейских отложений как возможные ловушки углеводородов в Камско-Кинельских прогибах (на примере Висимской впадины). Совершенствование методов поисков, разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений. Пермь: Пермский политехнич. ин-т, с. 16–18.

Catuneanu O., Embry A., Eriksson P.G. (2004). Concepts of sequence stratigraphy. *Developments in Precambrian Geology*, 12, pp. 685–705.

Catuneanu O. (2017). Sequence Stratigraphy: Guidelines for a Standard Methodology. DOI: 10.1016/BS.SATS.2017.07.003

Eberli G., Ginsburg R. (1987). Segmentation and Coalescence of Cenozoic Carbonate Platforms, Northwestern Great Bahama Bank. *Geology*. 15(1). DOI: 10.1130/0091-7613(1987)15<75:SACOCC>2.0.CO;2

Moore C.H., Wade W.J. (2013). Chapter 2 - The Application of the Concepts of Sequence Stratigraphy to Carbonate Rock Sequences. *Developments of Sedimentology*, 67, pp. 23–38. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53831-4.00002-1

Сведения об авторах

Роман Викторович Мирнов – кандидат геол.-минерал. наук, эксперт отдела региональной геологии, ООО «РН-БашНИПИнефть»

Россия, 450006, Уфа, ул. Ленина, д. 86/1

e-mail: MirnovRV@bnipi.rosneft.ru

Лолита Наилевна Чанышева – ведущий специалист отдела региональной геологии, ООО «РН-БашНИПИнефть»

Россия, 450006, Уфа, ул. Ленина, д. 86/1

e-mail: ChanyshevaLN@bnipi.rosneft.ru

Статья поступила в редакцию 30.10.2024;
Принята к публикации 21.03.2025;
Опубликована 30.03.2025

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Experience of Using Sequence Stratigraphic Approach for Detailed Study of Upper Devonian-Tournaisian Clinoform Complex of Aktanysh-Chishminsky Trough

R.V. Mirnov, L.N. Chanysheva*
RN-BashNIPIneft LLC, Ufa, Russian Federation
**Corresponding author: Roman V. Mirnov, e-mail: MirnovRV@bnipi.rosneft.ru*

Abstract. A study of the structure of the carbonate Upper Devonian-Tournaisian clinoform complex of the Aktanysh-Chishminsky branch of the Kama-Kinel trough system was conducted using sequence stratigraphy approaches. The study used 2D and 3D seismic data, analysis of log curves and core material. The stages of formation of regional and subregional seals, as well as terrigenous and carbonate-terrigenous strata were interconnected. The stages of high standing of the relative sea level were revealed, when a steep marginal ledge was formed, controlling low-amplitude linear uplifts. It was concluded that the greatest prospects for oil and gas potential are associated with the Lower Tournaisian clinoform complex, which contains the highest quality reservoirs. Potential objects for the search for non-anticlinal hydrocarbons are considered – lenses of detrital limestones confined to the foot of the Lower Tournaisian accumulative slope.

Keywords: clinoform complex, sequence stratigraphy, Kama-Kinel trough system, reefs

Recommended citation: Mirnov R.V., Chanysheva L.N. (2025). Experience of Using Sequence Stratigraphic Approach for Detailed Study of Upper Devonian-Tournaisian Clinoform Complex of Aktanysh-Chishminsky Trough. *Georesursy = Georesources*, 27(1), pp. 284–298. https://doi.org/10.18599/grs.2025.1.28

References

Catuneanu O. (2017). Sequence Stratigraphy: Guidelines for a Standard Methodology. DOI: 10.1016/BS.SATS.2017.07.003

Catuneanu O., Embry A., Eriksson P.G. (2004). Concepts of sequence stratigraphy. *Developments in Precambrian Geology*, 12, pp. 685–705.

Chikhirin A.A., Shostak A.V., Kirillov K.A., Uralova L.R., Isakova E.A. (2021). Prospects of searching for lithological deposits in depressional strata of the troughs of the Kama-Kinel System within the Udmurt Republic. *New ideas in oil and gas geology. New reality 2021: Proc. International Scientific and Practical Conference*. Moscow: Publishing house "Pero", pp. 652–656. (In Russ.)

Chizhova V.A., Kuznetsov Yu.I., Zvereva K.A., Provorov V.M. Zverev V.A. (1987). Zonal chronostratigraphy in predicting lithological-stratigraphic traps of hydrocarbons in carbonate strata. *Oil and gas potential of carbonate formations*. Moscow: IGiRGI, pp. 122–128. (In Russ.)

Eberli G., Ginsburg R. (1987). Segmentation and Coalescence of Cenozoic Carbonate Platforms, Northwestern Great Bahama Bank. *Geology*. 15(1). DOI: 10.1130/0091-7613(1987)15<75:SACOCC>2.0.CO;2

Fortunatova N.K. (2007). Sedimentation models of carbonate fans new oil and gas exploration objects. *Geologiya nefti i gaza = Geology of oil and gas*, 2, pp. 61–69. (In Russ.)

Fortunatova N.K., Bushueva M.A., Kanev A.S., Belousov G.A., Baranova A.V., Kholmyanskaya N.Yu. (2023). Common structural features and petroleum potential of upper devonian-tournaisian carbonate and argillaceous-carbonate sequences in near-flank zones of Kamsky-Kinelsky trough system. *Geologiya nefti i gaza = Geology of oil and gas*, 3, pp. 59–82. (In Russ.) DOI: 10.31087/0016-7894-2023-3-59-82

Fortunatova N.K., Shvets-Teneta-Guriy A.G., Gumarov R.K., Ekimenko V.A., Tarasov E.A. (2005). A new type of unconventional hydrocarbon prospecting objects in Western Tatarstan. *Georesursy = Georesources,* 1(16), pp. 13–14. (In Russ.)

Fortunatova N.K., Shvets-Teneta-Guriy A.G., Gumarov R.K., Ekimenko V.A., Tarasov E.A. (2006). Clinoform bodies in paleozoic carbonate sections of Kama-Kinel trough system - new type of exploration oil objects in west Tatarstan. *Geologiya nefti i gaza = Geology of oil and gas*, 1, pp.25–33. (In Russ.)

Fortunatova N.K., Zaytseva E.L., Bushueva M.A., Ermolova T.E., Mikheeva A.I., Stupak A.A., Baranova A.V., Kononova L.I., Mamontov D.A., Kharchenko S.I., Avdeeva A.A., Kanev A.S., Evdokimov N.V., Goncharov E.O., Zorin A.B., Belousov G.A., Gorodkov A.B., Shishkina T.Yu., Volodina A.G., Kholmyanskaya N.Yu., Kravchenko M.S., Afanasyeva M.S. Evdokimova I.O. (2023). Stratigraphy of the lower carboniferous of the Volga-Ural subregion. Materials for updating the stratigraphic scheme. Moscow: VNIGNI, 288 p. (In Russ.)

Fortunatova N.K., Zaytseva E.L., Bushueva M.A., Shvets-Teneta-Guriy A.G., Baranova A.V., Kononova L.I., Rakhimova E.V., Mikheeva A.Yu., Oleneva N.V., Mushin I.A. (2015). Upper devonian of the Volga-Ural subregion. Materials on updating stratigraphic schemes. Moscow: VNIGNI, 174 p. (In Russ.)

Grachevskiy M.M. (1959). Features of the structure and formation of the Kama-Kinel depression in the Kuibyshev Trans-Volga region and Tatarstan. *Doklady USSR Academy of Sciences*, 6, 125 p. (In Russ.)

Kalabin S.N., Katoshin A.F., Kozlov V.G., Laptev A.P., Popova V.S., Savich A.I., Stashkova E.K., Teterina L.I., Chizhova V.A. (2002). Prospects for the oil and gas potential of the tournaisian formation filling the Kama-Kinel troughs in the northern regions of the Perm region. Moscow: OJSC NTK "Nefteotdacha", 94 p. (In Russ.)

Khachatryan R.O. (1964). Devonian and carboniferous formations of the eastern Russian platform. *Doklady USSR Academy of Sciences*, 6, 159 p. (In Russ.)

Khachatryan R.O. (1979). Tectonic development and oil and gas potential of the Volga-Kama anteclise. Moscow: Nauka, 171 p. (In Russ.)

Khachatryan R.O., Mitreykin Yu.B. (1991). Current geological problems of developing oil resources in the Kama-Kinel troughs. Geology and development of oil resources in the Kama-Kinel system of troughs. Moscow: Nauka, pp. 7–17. (In Russ.)

Khatyanov F.I., Kukharenko Yu.N., Kuryaeva V.V., Yunusov N.K. (1976). About the geodynamic conditions of formation and the distribution patterns of oil-bearing structures on the south-eastern slope of the Russian plate. *Geodynamics and minerals*. Moscow: State Committee of Science and Technology at the USSR, pp. 117–119. (In Russ.)

Kulagina E.I., Artyushkova O.V., Klimenko T.V., Tagarieva R.Ch. (2019). Devonian and carboniferous of the western slope of the Southern Urals: a stratigraphic review. *Geologicheskii vestnik*, 3, pp. 103–142. (In Russ.) DOI: 10.31084/2619-0087/2019-3-8

Larochkina I.A., Suchova V.A., Valeeva I.F. (2012). New aspects of the Lower Carboniferous deposits oil potential on the territory of the Aktanish-Chishminsky Depression of the Kamsko-Kinelsky System (Russia). *Georesursy = Georesourses,* 2(44), pp. 4–7. (In Russ.)

Masagutov R.Kh. (1988). Paleogeographical conditions of sedimentation of the middle and upper frasnian deposits of the Bashkir paleoarch in connection with their oil and gas potential. *Tectonics and oil and gas potential*. Ufa: Ural Branch of the USSR Academy of Sciences, pp. 60–65. (In Russ.)

Mirchink M.F., Khachatryan R.O., Gromeka V.I., Mitreykin Yu.B., Mkrtchan O.M., Nartov G.V. (1965). Tectonics and oil and gas accumulation in zone of the KamskoKinelsky system of deflections. Moscow: Nauka, 241 p. (In Russ.)

Mirnov R.V., Bakirov R.D., Minkaev V.N. (2021). Geological features of the bashkir and south tatar paleoshelfs, that control distribution of seals in the upper devonian carbonate deposits. *Neftyanoe khozyaystvo = Oil industry*, 6, pp. 32–37. (In Russ.) DOI: 10.24887/0028-2448-2021-6-32-37

Mkrtchan O.M. (1964). Upper Devonian reefs and their role in oil bearing structures formation in eastern Urals-Volga Region. Moskow: Nauka, 117 p. (In Russ.)

Mkrtchan O.M. (1980). Patterns of placement of structural forms in the east of the Russian plate. Moscow: Nauka, 136 p. (In Russ.)

Mkrtchan O.M., Trokhova A.A. (1978). Comparative features of oil-bearing capacity of carbonate formations of the Upper Devonian-Tournaisian of the eastern Russian Platform. *Sedimentary formations and their oil and gas potential.* Moscow: Moscow State University, pp. 265–267. (In Russ.)

Moore C.H., Wade W.J. (2013). Chapter 2 - The Application of the Concepts of Sequence Stratigraphy to Carbonate Rock Sequences. *Developments of Sedimentology*, 67, pp. 23–38. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53831-4.00002-1

Nikitin Yu. I. (2020). Paleogeographic reconstructions of the Late Devonian sediments deposition in the South of the Volgo-Ural province caused by prospecting for reef oil deposits. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy = Geology, geophysics and development of oil and gas fields*, 8, pp. 4–18. (In Russ.) DOI: 10.30713/2413-5011-2020-8(344)-4-18

Provorov V.M. (1988). Features of the structure and oil and gas potential of the upper devonian-tournaisian paleoshelf of the northern and western regions of the Ural-Volga region. *Geologiya nefti i gaza = Geology of oil and gas*, 2, pp. 24–29. (In Russ.)

Safarov A.F., Silantyev V.V., Miftakhutdinova D.N., Sungatullina G.M., Lutfullin A.A., Kolchugin A.N., Shumatbaev K.D., Validov M.F., Abusalimova R.R., Kalimullin A.M., Iksanova A.F. (2024). Clarification of the distribution boundaries and types of Upper Devonian and Lower Carboniferous sections on the southeastern slope of the North Tatar Arch. *Geomodel 2024: Proc. 26th conference of geological exploration and*

development of oil and gas fields, Gelendzhik. Moscow: LLC «Geomodel Development», pp. 344–348. (In Russ.)

Savich A. I., Melnik E.V. (2015). Prospects for oil and gas potential of Tournaisian clinoforms of the Visim Depression and Solikamsk Depression. *Bulletin of Perm National Research Polytechnic University. Geology. Oil and Gas and Mining*, 15, pp. 5–11. (In Russ.) DOI: 10.15593/2224-9923/2015.15.1

Shakirov V.A., Vilesov A.P., Kozhin V.N., Shakirova G.V., Kolesnikov V.A., Tereshkin V.V., Nemkov I.P., Sobolev V.I., Gilaev G.G. (2021). Features of the geological structure and development of the Mukhanovo-Erokhovsky trough within the Orenburg region. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy = Geology, geophysics and development of oil and gas fields*, 6(354), pp. 5–16. (In Russ.) DOI: 10.33285/2413-5011-2021-6(354)-5-16

Shershnev K.S., Kalabin S.N., Stashkova E.K. (1991). Clinoforms of tournaisian deposits as possible hydrocarbon traps in the Kama-Kinel troughs (using the example of the Visim depression). *Improving methods of prospecting, exploration and development of oil and gas fields*. Perm: Perm Polytechnic Institute, pp. 16–18. (In Russ.)

Stashkova E.K., Chetina N.V. (2014). The model of formation of litologic-facies zoning of frasnian-tournaisian strata. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy = Geology, geophysics and development of oil and gas fields*, 7, pp. 84–92. (In Russ.)

Stashkova E.K., Moroshkin A.N. (2009). Appreciation of oil field inner structure by drilling and geological survey data obtained in complicated clinoform zone. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy = Geology, geophysics and development of oil and gas fields*, 11, pp. 84–89. (In Russ.)

Vilesov A.P., Nikitin Yu.I., Akhtyamova I.R., Shirokovskikh O.A. (2019). The Frasnian reefs of the Rybkinsky group: facial structure, formation stages, oil potential. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy = Geology, geophysics and development of oil and gas fields*, 7, pp. 4–22. (In Russ.) DOI: 10.30713/2413-5011-2019-7(331)-4-22

About the Authors

Roman V. Mirnov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Expert, RN-BashNIPIneft LLC
86/1 Lenina st., Ufa, 450006, Russian Federation
e-mail: MirnovRV@bnipi.rosneft.ru

Lolita N. Chanysheva –Leading specialist
RN-BashNIPIneft LLC
86/1 Lenina st., Ufa, 450006, Russian Federation
e-mail: ChanyshevaLN@bnipi.rosneft.ru

Manuscript received 30 October 2024;
Accepted 21 March 2025; Published 30 March 2025

© 2025 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)