

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ГЕОРЕСУРСЫ

ISSN 1608-5043 (Print)

ISSN 1608-5078 (Online)

Т. 23. № 1. 2021

www.geors.ru

В НОМЕРЕ:

- О границах и районировании Прикаспийской нефтегазоносной провинции.....60

Ю.А. Волож, В.А. Быкадоров, М.П. Антипов и др.

- К сейсмогеологической модели строения Анабаро-Оленекской зоны.....70

И.А. Губин, В.А. Конторович



ГЕОРЕСУРСЫ

GEORESOURCES. SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL

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

Журнал индексируется:

- Scopus
- Web of Science (ESCI)

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

Главный редактор

Ситдикова Л.М. – к.геол.-мин.н., доцент,
Казанский (Приволжский) федеральный университет,
Казань, Россия

Редакционная коллегия

Алтунина Л.К., Институт химии нефти СО РАН,
Томск, Россия
Баренбаум А.А., Институт проблем нефти и газа РАН,
Москва, Россия
Лаломов А.В., Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия
Муслимов Р.Х., Казанский (Приволжский) федеральный
университет, Казань, Россия
Нургалеев Д.К., Казанский (Приволжский) федеральный
университет, Казань, Россия
Ступакова А.В., Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
Храмченков М.Г., Казанский (Приволжский) федеральный
университет, Казань, Россия
Хуторской М.Д., Геологический институт РАН,
Москва, Россия
Burganov B., Department of Physics, ETH Zurich,
Zurich, Switzerland
Delamaide E., IFP Technologies (Canada) Inc., Calgary, Canada
Kayal J.R., Institute of Seismological Research,
Gandhinagar, India
Koning T., Independent Consultant, Calgary, Canada
Vandenberghе N., K.U. Leuven University, Leuven, Belgium

Редакция

Заместитель Главного редактора – Ответственный секретарь:
Христофорова Д.А.
Технический редактор: Николаев А.В.
Специалист по компьютерной верстке: Абросимова И.С.
Специалист по переводу: Муравьев А.В. Веб-редактор: Сабиров А.П.

Адрес редакции и издателя: Россия, 420012, Казань,
ул. Маяковского, 10-1. Тел: +7 843 2390530. E-mail: mail@geors.ru
Учредитель: Христофорова Д.А. Издатель: ООО «Георесурсы»

Свидетельство о регистрации СМИ ПИ № ФС77-38832, выдано
Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных
технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор)

Периодичность выпуска журнала: 4 раза в год
Подписной индекс в Каталоге «Почта России» – П7977

Дата выхода в свет 30.03.2021. Тираж 1000. Свободная цена
Отпечатано в АО «Издательский Дом «Казанская Недвижимость»
420029, Россия, Казань, ул. Сибирский тракт, д.34, корп. 4, оф. 324

При цитировании ссылка на журнал «Георесурсы» обязательна

© 2021 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/>)

Содержание

Геолого-геохимические исследования

Палеотемпературное моделирование очагов генерации
углеводородов и их роль в формировании залежей «палеозойской»
нефти (Останинское месторождение, Томская область)2
В.И. Исаев, М.Ф. Галиева, А.О. Алеева, Г.А. Лобова, В.И. Старостенко,
А.Н. Фомин

Применение методов гамма-спектроскопии и ИК-
спектроскопии для целей поисковой геологии
в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции
(на примере Ухтинского района).....17
И.Р. Макарова, Н.Н. Лаптев, С.А. Горобец, Ф.Ф. Валиев, А.М. Яфясов,
В.О. Сергеев, А.И. Зиппа, Н.А. Суханов, Д.К. Макаров, А.С. Гришканич

Перспективы нефтегазоносности глубокозалегающих
юрских и доюрских отложений севера Западной Сибири в
нетрадиционных ловушках.....30
В.Л. Шустер, С.А. Пуланова

Ароматические соединения в битумоидах баженовской
свиты севера Хантейской гемнантеклизы.....42
И.С. Сотнич, Е.А. Костырева

Генерационный потенциал органического вещества
верхнеюрских отложений в пределах Карабашской
поисковой зоны.....52
И.К. Комков, М.В. Дахнова, М.А. Большакова, С.В. Можегова

Геолого-геофизические исследования

О границах и районировании Прикаспийской
нефтегазоносной провинции.....60
Ю.А. Волож, В.А. Быкадоров, М.П. Антипов, Т.Н. Хераскова, И.С. Патина,
И.С. Постникова

К сейсмогеологической модели строения
Анабаро-Оленекской зоны70
И.А. Губин, В.А. Конторович

Влияние деформаций архипелага Новая Земля на
развитие Баренцево-морского бассейна и его потенциал
нефтегазоносности78
А.А. Сулова, А.В. Ступакова, А.В. Мордасова, Р.С. Сауткин,
А.А. Гильмуллина

Геология, физико-химические и геодинамические условия
формирования Соколовского и Краснокаменского
гранитоидных массивов (Южный Урал).....85
В.И. Сначёв, А.В. Сначёв, Б.А. Пужаков

Типоморфизм породообразующих минералов лунного реголита,
станций Луна-16, -20, -24, сравнение море-континент-море.....94
А.Б. Макеев, Н.И. Брянчанинова

Разработка нефтяных и газовых месторождений

Идентификация поля проницаемости трёхмерного пласта с
использованием результатов геофизических исследований
скважин106
А.В. Елесин, А.Ш. Кадырова, А.И. Никифоров

Исследование структуры околоскважинных зон
на различных стадиях разработки засоленных коллекторов с
текстурированной смачиваемостью.....112
Л.А. Гайдуков

Разработка и эксплуатация подземных хранилищ газа

Прогноз гидрогеохимических эффектов в глинистых
флюидоупорах при подземном хранении водорода с метаном ..118
Л.А. Абукова, О.П. Абрамова

Key title: «Georesursy». Parallel title: «Georesources»

Editor in Chief: Lyalya M. Sitdikova
Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation**Editorial Board****Lyubov K. Altunina**, Institute of Petroleum Chemistry of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russian Federation**Azary A. Barenbaum**, Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation**Bulat Burganov**, Department of Physics, ETH Zurich, Zurich, Switzerland**Eric Delamaide**, IFP Technologies (Canada) Inc., Calgary, Canada**Jnana Ranjan Kayal**, Institute of Seismological Research, Gandhinagar, India**Maxim G. Khramchenkov**, Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation**Mikhail D. Khutorskoy**, Institute of Geology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation**Tako Koning**, Independent Consultant, Calgary, Canada**Renat Kh. Muslimov**, Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation**Alexander V. Lalomov**, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of Russian Academy of Science, Moscow, Russian Federation**Danis K. Nurgaliev**, Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation**Antonina V. Stoupakova**, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation**Noel Vandenberghe**, K.U. Leuven University, Leuven, Belgium**Editorial office:**

Deputy Chief Editor: Daria Khristoforova.

Editor: Irina Abrosimova. Prepress by Alexander Nikolaev.

Translator: Myraviev A.V. Web-editor: Artur Sabirov.

Publisher: Georesursy LLC**Editorial and Publisher's address:**

1-10, Mayakovsky st., Kazan, 420012, Russian Federation

Phone: +7 843 2390530, e-mail: mail@geors.ru

Georesursy (Georesources) is a peer-reviewed scientific and technical journal published since 1999.

The journal is included/indexed in:

- Scopus;
- Web of Science (ESCI);
- Directory of Open Access Journals (DOAJ);
- CAS (Chemical Abstracts Service) databases;
- GeoRef database;
- EBSCOhost™ databases;
- Ulrich's Periodicals Directory.

The full-text e-versions of the articles are available on: www.geors.ru
All the materials of the journal Georesursy (Georesources) 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, 2021

© 2021 Scientific and Technical Journal Georesursy (Georesources)
Published by Georesursy LLC

Table of Contents**Geological and Geochemical Studies**

Paleotemperature modeling of hydrocarbon generation centers and their role in the formation of «Paleozoic» oil deposits (Ostaninskoe field, Tomsk region) 2
V.I. Isaev, M.F. Galieva, A.O. Aleeva, G.A. Lobova, V.I. Starostenko, A.N. Fomin

Application of gamma-ray spectroscopy and IR-spectroscopy methods for the purposes of ore geology in the Timan-Pechora Oil and Gas Province (the case of Ukhta Region) 17
I.R. Makarova, N.N. Laptev, S.A. Gorobets, F.F. Valiev, A.M. Yafyasov, V.O. Sergeev, A.I. Zippa, N. A. Sukhanov, D.K. Makarov, A.S. Grishkanich

Oil and gas potential of the deep-lying Jurassic and pre-Jurassic deposits of the North of Western Siberia in unconventional traps 30
V.L. Schuster, S.A. Punanova

Aromatic compounds in bitumoids of the Bazhenov Formation in the North of the Khantey hemiantheclise 42
I.S. Sotnich, E.A. Kostyreva

Generation potential of organic matter of the Upper Jurassic deposits within the Karabash search zone 52
I.K. Komkov, M.V. Dakhnova, M.A. Bolshakova, S.V. Mozhegova

Geological and Geophysical Studies

On the boundaries and zoning of the Caspian oil and gas province 60
Yu.A. Volozh, V.A. Bykadorov, M.P. Antipov, T.N. Kheraskova, I.S. Patina, I.S. Postnikova

Seismogeological structure model of the Anabar-Olenek region ... 70
I.A. Gubin, V.A. Kontorovich

Structural reconstructions of the Eastern Barents Sea at Meso-Tertiary evolution and influence on petroleum potential 78
A.A. Suslova, A.V. Stoupakova, A.V. Mordasova, R.S. Sautkin, A.A. Gilmullina

Geology, physical-chemical and geodynamic conditions for the formation of Sokolovsk and Krasnokamensk granitoid massifs (South Ural) 85
V.I. Snachev, A.V. Snachev, B.A. Puzhakov

Typomorphism of rock-forming minerals of Lunar regolith, Luna-16, -20, -24: comparison of sea vs continent vs sea 94
A.B. Makeyev, N.I. Bryanchaninova

Oil and Gas Fields Development

Identification of the permeability field for three-dimensional reservoir using the results of geophysical well survey 106
A.V. Elesin, A.Sh. Kadyrova, A.I. Nikiforov

Investigation of the structure of borehole zones at various stages of development of saline reservoirs with textural wettability 112
L.A. Gaydukova

Underground Gas Storage Development and Operation

Prediction of hydrogeochemical effects in clayey cap rocks during underground storage of hydrogen with methane 118
L.A. Abukova, O.P. Abramova

Палеотемпературное моделирование очагов генерации углеводородов и их роль в формировании залежей «палеозойской» нефти (Останинское месторождение, Томская область)

В.И. Исаев^{1*}, М.Ф. Галиева¹, А.О. Алеева¹, Г.А. Лобова¹, В.И. Старостенко², А.Н. Фомин³

¹Томский политехнический университет, Томск, Россия

²Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Одним из направлений развития сырьевой базы углеводородов является изучение и освоение доюрского нефтегазоносного комплекса Западной Сибири. Ставится проблема определения источника углеводородов (УВ) палеозойских залежей. В работе решается задача моделирования и оценки роли палеозойско-мезозойских очагов генерации УВ в формировании залежей «палеозойской» нефти в разрезе Останинского нефтегазоконденсатного месторождения (Томская область). В формировании нефтегазоносности доюрского фундамента участвуют два резервуара: коры выветривания и кровли коренного палеозоя. Первый сформировался в период 213–208 млн лет назад, а второй генетически обусловлен эпигенетическими процессами в коре выветривания. В качестве предполагаемых источников углеводородов для резервуаров коры выветривания и коренного палеозоя рассматриваются потенциально материнские свиты – породы доманикоидного типа в фундаменте – ларинская S_{1lr} , мирная D_{1mr} , чузикская D_{2cz} , чагинская D_{3cg} свиты, а также тюменская J_{1-2tm} и баженовская J_{3bg} в осадочном чехле.

Для выполнения совместного палеотемпературного моделирования осадочных бассейнов «современного» юрско-мелового и палеозойских «палеобассейнов» выбрана скважина Останинская 438Р, что обусловлено наличием измеренных температур как в юрских интервалах разреза, так и в доюрских образованиях, а также притоков в скважину флюида из доюрских горизонтов. На первом шаге получено решение обратной задачи геотермии с использованием пластовых температур и измерений отражательной способности витринита из мезозойских отложений – определена плотность глубинного теплового потока из основания осадочного разреза, характеризующаяся квазипостоянным значением с юрского и до настоящего времени. Вторым шагом решена обратная задача с использованием измерений отражательной способности витринита из палеозойских отложений. В результате получено значение теплового потока на ключевые моменты геодинамической истории разреза, начиная с силура. Решением прямых задач геотермии с заданным тепловым потоком восстановлена структурно-тектоническая и термическая история четырех палеозойских потенциально нефтематеринских свит, а также юрских – баженовской и тюменской. Рассмотрены дискуссионные аспекты модели теплопереноса в разрезе Останинского месторождения.

Установлено, что сингенетичными (по времени генерации, аккумуляции и сохранности) для резервуаров коры выветривания и палеозоя являются тюменский и баженовский источники нефти, с наибольшей вероятностью, баженовский. Роль чагинского источника газа оценена как незначительная.

Ключевые слова: моделирование очагов генерации углеводородов, «современный» осадочный бассейн и палеозойские осадочные «палеобассейны», резервуары коры выветривания и коренного палеозоя, Останинское нефтегазоконденсатное месторождение

Для цитирования: Исаев В.И., Галиева М.Ф., Алеева А.О., Лобова Г.А., Старостенко В.И., Фомин А.Н. (2021). Палеотемпературное моделирование очагов генерации углеводородов и их роль в формировании залежей «палеозойской» нефти (Останинское месторождение, Томская область). *Георесурсы*, 23(1), с. 2–16. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.1>

Введение

Одним из новых направлений развития сырьевой базы углеводородов является изучение и освоение нефтегазового потенциала фундамента осадочного чехла, в том числе доюрского нефтегазоносного комплекса (НГК) Западной Сибири (ЗС) (Конторович, 2016). В этом контексте известный интерес представляет территория юго-востока ЗС

(Томская область), где открыт ряд месторождений с промышленными притоками в коре выветривания и кровле коренного палеозоя (рис. 1).

На повестку дня ставится проблема источника углеводородов (УВ) палеозойских залежей. В качестве одного из источников обсуждаются, например, девонские доманики (Ablya et al., 2008). Если так, то неизбежна задача бассейнового моделирования, включающая наряду с кайнозойско-мезозойской тектонической историей, и историю погружения нефтематеринских толщ, как минимум, со среднедевонского времени, – задача моделирования «палеобассейнов» (Ступакова и др., 2019).

* Ответственный автор: Валерий Иванович Исаев
e-mail: isaevvi@tpu.ru

© 2021 Коллектив авторов



Рис. 1. Положение Останинской группы месторождений (контур черной пунктирной линией) на схеме размещения месторождений углеводородов Томской области. 1–2 – месторождение с залежами: 1 – в юрских и меловом НГК, 2 – в юрских, меловом и доюрском НГК; 3 – речная сеть; 4 – административная граница.

Фундаментальным параметром, определяющим термическую историю потенциально материнских отложений, реализацию их УВ потенциала, сингенетичность очагов генерации УВ и аккумулирующих резервуаров, является глубинный тепловой поток, его динамика. Корректность расчетной плотности теплового потока зависит от восстановления тектоно-седиментационной истории всего выполнения бассейна моделирования, особенно – от перерывов и денудаций, а также от начального и вторичного литологического состава комплексов, от термического режима литосферы в палеозое, и, конечно, от векового хода температур на земной поверхности, начиная с девона. Многие из перечисленного стало достаточно привычным и уверенно задаваемым при моделировании «современных» (кайнозойско-мезозойских) осадочных бассейнов. В работах томской научной группы геотермиков (Osipova et al., 2014; Лобова и др., 2020; и др.), как и в публикациях других исследовательских школ (Сафронов и др., 2011; Конторович и др., 2013; Санникова и др., 2019; Локтионова и др., 2019; Галушкин, Лейченко, Дубинин, 2020) моделирование очагов генерации УВ традиционно выполняется в рамках мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна – начиная с 210 млн лет назад. Известное исключение представляет геолого-геотермическая модель палеозойско-мезозойского осадочного чехла северо-восточной части Баренцевоморского шельфа (Никитин и др., 2015), построенная под руководством М.Д. Хуторского (Хуторской и др., 2008), и геотермическая модель верхнепротерозойско-палеозойских комплексов Предъенисейского осадочного бассейна (Филиппов, Бурштейн, 2017).

При включении в историко-геологический анализ отложений «палеобассейнов» восстановление термической истории материнских отложений, истории генерационных и аккумуляционных процессов существенно осложняется. Однако эти сложности надо решать, если прогнозировать нефтегазоносность древних комплексов, включая палеозойскую нефть. Настоящая статья не только очерчивает, конкретизирует круг проблемных вопросов

моделирования «палеобассейнов», но и дает пример их возможного решения.

Первый опыт, новейшие результаты совместного моделирования очагов генерации углеводородов осадочных бассейнов – юрско-мелового и силурийского, ниже-среднедевонского, верхнедевонско-нижнекаменноугольного «палеобассейнов» – получены для палеозойско-мезозойско-кайнозойского разреза Сельвейкинской площади глубокого бурения (Галиева и др., 2020). Установлено, что в условиях геолого-геофизического разреза Сельвейкинской площади (рис. 2а, скважина 2), источником газа (газопроявлений) резервуаров коры выветривания и кровли коренного палеозоя является скорее всего «девонский» – породы доманикоидного типа чагинской свиты.

В настоящей работе ставится и решается задача моделирования палеозойско-мезозойских очагов генерации УВ в разрезе Останинского нефтегазоконденсатного месторождения (рис. 2б).

Останинское месторождение, в отличие от Сельвейкинской площади, имеет промышленные притоки УВ в доюрских пластах М (кора выветривания) и M_1 (кровля коренного палеозоя). Месторождение интересно тем, что характеризуется (Исаев и др., 2019) существенно более высокими значениями плотности современного теплового потока (52–54 мВт/м²) по сравнению с ранее исследованной Сельвейкинской площадью (40–41 мВт/м²). В то же время, на Останинском месторождении для палеозойских образований (D_3-C_1) по отражательной способности витринита установлена градация катагенеза MK_2 , ($R_{vt}^0=1,05-1,17$), что соответствует палеотемпературам 155–160 °С. Это ощутимо меньше – на 15–20 °С, чем палеотемпературы по отражательной способности витринита (ОСВ) палеозойских образований в разрезе Сельвейкинской площади – 175 °С ($R_{vt}^0=1,20$).

Характеристика Останинского месторождения

Геология Останинского месторождения представлена образованиями доюрского фундамента и отложениями мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. По тектоническому районированию фундамента площадь месторождения входит в состав южной части Нижнеартовской антиклинорной зоны инверсионного типа, сложенной геосинклинальной карбонатно-глинисто-сланцевой формацией. По тектоническому районированию платформенного чехла Останинская структура IV порядка приурочена к центральной части тектонической структуры II порядка – Пудинскому мезоподнятию (рис. 2а).

Нефтегазоносность месторождения приурочена к известнякам палеозойского фундамента (пласт M_1), коры выветривания (пласт М), песчаными коллекторами тюменской (пласты $Ю_3$, $Ю_4$) и наукой (пласты $Ю_1^4$, $Ю_1^3$, $Ю_1^2$, $Ю_1^1$) свит. Нефтеносными являются пласты $Ю_1^1$, М и M_1 , газоносными – $Ю_1^3$, $Ю_1^4$, $Ю_3$, $Ю_4$, М.

Пласты $Ю_1$ – $Ю_4$. Разрез наукой и тюменской свит месторождения сложен породами прибрежно-морских и континентальных фаций. По данным литолого-петрографических исследований, коллекторы продуктивных пластов представлены средне-, мелкозернистыми песчаниками, переходящими местами в крупнозернистые алевролиты.

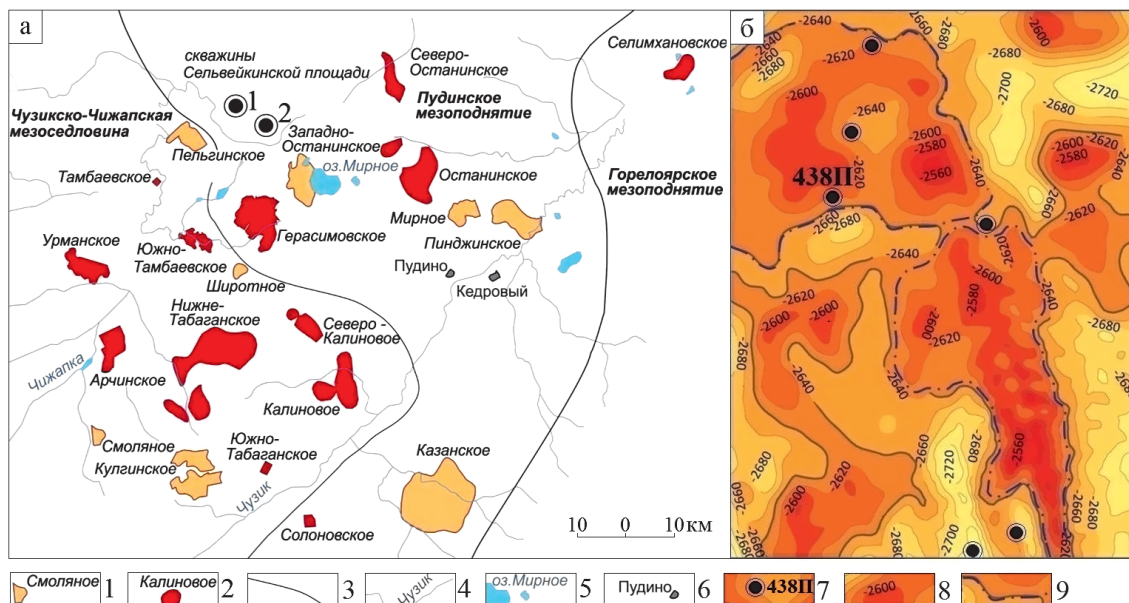


Рис. 2. Схема размещения Останинской группы месторождений углеводородов (а) и схема Останинского нефтегазоконденсатного месторождения (б). 1–2 – месторождение и его название, с залежами: 1 – в юрских НГК, 2 – в юрских и доюрском НГК; 3 – контур тектонического элемента II-го порядка платформенного чехла (Конторович, 2002); 4 – речная сеть; 5 – озеро; 6 – населенный пункт; 7 – скважина, вскрывшая образования коренного палеозоя (пласт M_1), и ее номер; 8 – сейсмоизогипсы отражающего горизонта Φ_2 (подоща осадочного чехла); 9 – контур ВНК по пласту M (кора выветривания)

Продуктивные образования коры выветривания – пласт M . Залежи углеводородов в коре выветривания на Останинском месторождении приурочены в основном к глинисто-кремнистым отложениям, формирование которых происходило за счет разрушения силикатосодержащих пород. К коре выветривания отнесены также брекчии (из базального слоя), образованные при разрушении и местном перемыве нижележащих глинисто-кремнистых пород.

Продуктивные образования палеозоя – пласт M_1 . По литолого-петрографическому описанию породы фундамента на месторождении представлены карбонатными породами – известняками.

Глубокое поисковое бурение 12 скважин на Останинском месторождении вскрыло образования доюрского фундамента (рис. 26). Пласт M опробован в 11 скважинах, пласт M_1 – в 6 скважинах (табл. 1). В скважине 438Р из доюрского горизонта M (интервал 2750–2755 м) получен приток безводной нефти, дебит – 60 м³/сут. Небольшая залежь нефти пласта M_1 выделена по результатам испытаний скважины 418П.

Выбор скважины Останинская 438Р для выполнения палеотемпературного моделирования обусловлен наличием измеренных геотемператур как в юрских интервалах разреза, так и в доюрских образованиях, а также притоков в скважину флюида из доюрских горизонтов. Скважина вскрыла кору выветривания мощностью 33 м на глубине 2754 м, образования коренного палеозоя – с проходкой 63 м.

Численная модель месторождения

Параметризация осадочного разреза скважины Останинская 438Р принимается в соответствии с литолого-стратиграфической разбивкой (дело скважины, материалы Томского филиала ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по СФО»), которая

дополнена реконструкцией стратиграфического разреза, не вскрытого скважиной (табл. 2).

Реконструкция осадконакопления выполнена с начала силурийского и до конца каменноугольного периодов. Мощности стратиграфических подразделений учтены в соответствии с (Решения совещания..., 1999).

Согласно (Решения совещания..., 1999; Стратиграфия нефтегазоносных..., 2001), на территории исследований получил развитие депрессионный тип разреза. В нем значительную роль играют глинистые и глинисто-кремнистые породы, свидетельствующие об относительно глубоководных (и/или более спокойных) обстановках осадконакопления.

В разрезе присутствуют два перерыва в осадконакоплении. Первый, непродолжительный по времени, перерыв соответствует первой половине эйфельского века (Исаев, 2012). Второй начался в среднекаменноугольную эпоху. Он занял более продолжительное время (100,2 млн лет) и сопровождался размывом каменноугольных отложений – елизаровской C_{2elz} , средневажуганской C_{1-2sv} и кехорегской C_1kh свит. О перерыве в осадконакоплении и размыве отложений свидетельствуют вскрытые на забое скважины 438Р отложения среднего-позднего девона, а точнее, чагинской свиты, формирующейся в фаменский век позднего девона (Конторович, 2007), возраст которых подтверждается по комплексу остракод (материалы Томского филиала ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по СФО»). Девонские отложения перекрыты корой выветривания.

В качестве предполагаемых источников УВ для резервуаров коры выветривания и кровли коренного палеозоя рассматриваем потенциально материнские свиты (Запывалов, Исаев, 2010; Фомин, 2011): ларинскую S_1lg , мирную D_1mr , чузикскую D_2cz , чагинскую D_3cg , тюменскую J_{1-2tm} и баженскую J_3bg . Если чагинские отложения непосредственно вскрыты скважиной Останинская 438Р,

Свита (горизонт, пласт)	Интервал, м	Тип флюида	Дебит, м ³ /сут – жидкий флюид; тыс. м ³ /сут – газ
Скважина Останинская 417П			
Пласт Ю ₁ ¹	2470-2474	Пластовая вода с пленкой нефти	0,3
Кора выветривания (пласт М)	2731-2774	Пластовая вода	228,8
Кора выветривания (пласт М) + Палеозой (пласт М ₁)	2759-2892	Практически «сухо»	-
Палеозой (пласт М ₁)	2775-2787	Газ; пластовая вода	0,5; 155,5
Палеозой (пласт М ₁)	2949-3027	Практически «сухо»	-
Палеозой (пласт М ₁)	3020-3111	Пластовая вода	408,2
Палеозой (пласт М ₁)	3021-3030	Газ; пластовая вода	0,1; 48,4
Скважина Останинская 418П			
Пласт Ю ₁ ¹	2482-2489	Нефть	0,6
Кора выветривания (пласт М)	2765-2785	«Сухо»	-
Палеозой (пласт М ₁)	2790-2876	«Сухо»	-
Палеозой (пласт М ₁)	2834-2838	«Сухо»	-
Палеозой (пласт М ₁)	2821-2838	Нефть; пластовая вода	0,02; 0,23
Палеозой (пласт М ₁)	2802-2813	Нефть	0,6
Скважина Останинская 419П			
Пласт Ю ₁ ¹	2426-2468	«Сухо»	-
Палеозой (пласт М ₁)	2703-2766	«Сухо»	-
Палеозой (пласт М ₁)	2753-2857	Пластовая вода	26,8
Палеозой (пласт М ₁)	2998-3102	Пластовая вода	28,0
Скважина Останинская 424Р			
Пласт Ю ₁ ¹	2512-2519	Пластовая вода	11,0
Пласт Ю ₁ ²	2537-2546	Пластовая вода	6,5
Пласт Ю ₃	2640-2651	«сухо»	-
Пласт Ю ₄	2672-2687	Газ; пластовая вода	0,005; 0,3
Кора выветривания (пласт М)	2881-2883	Пластовая вода	0,1
Палеозой (пласт М ₁)	2881-2925	Газ; пластовая вода	0,02; 0,1
Скважина Останинская 429Р			
Пласт Ю ₁ ¹ + Пласт Ю ₁ ²	2477-2502	Газ; конденсат	363,6; 101,0
Пласт Ю ₁ ²	2496-2502	Газ; конденсат	136,7
Пласт Ю ₄	2620-2629	Пластовая вода	5,5
Кора выветривания (пласт М)	2868-2894	Пластовая вода	2,6
Кора выветривания (пласт М)	2768-2776	Пластовая вода	1,7
Палеозой (пласт М ₁)	2914-2946	Пластовая вода	1,2
Скважина Останинская 438Р			
Тарская К ₁ tr	2130-2143	Пластовая вода	6,0
Баженовская J ₃ bg + Наунакская J ₃ nn	2448-2456	Газ; конденсат	0,02; 0,004
Наунакская J ₃ nn	2508-2516	Газ; конденсат; пластовая вода;	40,0; 30,7; 18,1
Тюменская J ₁₋₂ tm	2567-2571	Пластовая вода	0,7
Кора выветривания (пласт М)	2750-2755	Безводная нефть; газ	60,0; 1,5
Палеозой (пласт М ₁)	2773-2781	Пластовая вода	207,3

Табл. 1. Результаты опробования скважин, вскрывших образования коренного палеозоя (материалы Томского филиала ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по СФО»)

то породы доманикоидного типа ларинской, мирной и чужикской свит выявлены на смежных участках территории исследований.

О методике исследований

Верхнее граничное условие модели – климатический вековой ход температуры (температура поверхности осадконакопления) – задано в виде кусочно-линейной функции векового хода на территории юго-востока Западной Сибири. С конца юрского времени (120–0 млн лет назад)

«местный» вековой ход для юго-востока Западной Сибири построен на основе обобщения экспериментальных определений и палеоклиматических реконструкций (Iskorkina et al., 2015; Исаев и др., 2016). «Местный» вековой ход температур на поверхности Земли дополнен (450–120 млн лет назад) палеоклиматическими реконструкциями (Scotese, 2016), основанными на совмещении анализа литологических и палеонтологических индикаторов климата, а также изотопного анализа кислорода, начиная с позднего ордовика.

Индекс отложе- ний на рис. 5	Отложения	Время накопления			Мощность, м	Кровля свиты, м	Литологический состав
		Начало, млн лет назад	Окончание, млн лет назад	Продол- жительность, млн лет			
Kz	Четвертичные отложения Q	1,64	0	1,64	20	0	Пески, супеси, глины, суглинки
	Плиоценовые N ₂	4,71	1,64	3,07	0	-	
	Миоценовые N ₁	24	4,71	19,29	25	20	Чередование песков, глин, алевролитов
	Некрасовская серия Pg _{3nk} верхний+средний олигоцен	32,3	24	8,3	124	46	
	Чеганская свита Pg _{2-3hq} олигоцен+верхний эоцен	41,7	32,3	9,4	30	170	Зеленые глины с мергелистыми, известковистыми и сидеритовыми конкрециями, в верхней части с прослоями песков и песчаников
	Люлинворская свита Pg _{2ll} эоцен	54,8	41,7	13,1	70	200	Зеленовато-и желтовато-серые алевролитистые и опоковидные глины с прослоями опок
	Талицкая свита Pg _{1tl} палеоцен	61,7	54,8	6,9	20	270	Темно-серые, слюдистые глины
K	Ганькинская свита Pg ₁ -K _{2gn} даний, маастрихт	73,2	61,7	11,5	72	290	Серые известковистые, алевролитистые глины с зеленоватым оттенком
	Славгородская свита K _{2sl} кампан+верхний сантон	86,5	73,2	13,3	60	362	Глины серые и зеленовато-серые, с прослоями глинистых опок, глауконитовых алевролитов и песчаников
	Березовская Ипатовская свита K _{2ip} нижний сантон+коньяк	89,8	86,5	3,3	191	422	Зеленовато-серые песчаники и алевролиты с глинистым, известковым и кремнистым цементом, с прослоями серых глин
	Кузнецовская свита K _{2kz} турон	91,6	89,8	1,8	14	613	Преимущественно глинистые породы
	Покурская свита K _{1-2pk} сеноман+альб+апт	114,1	91,6	22,5	863	627	Чередование (снизу вверх) светло-серых песчаников в сложном сочетании с крупными пачками глин, глинистых алевролитов и уплотненными песками
	Алымская Кошайская пачка K _{1a2}	116,3	114,1	2,2	0	-	
	Пласт A ₁ K _{1a1}	120,2	116,3	3,9	0	-	-
	Киялинская свита K _{1kls} готерив+баррем	132,4	120,2	12,2	637	1490	Пестроцветные глины с прослоями зеленовато-серых известковистых песчаников и алевролитов
	Тарская свита K _{1tr} валанжин	136,1	132,4	3,7	104	2129	Серые и светло-серые мелко- и среднезернистые песчаники
	Куломзинская свита K _{1klm} валанжин	145,8	136,1	9,7	194	2233	Глины аргиллитоподобные темно-серые
J _{3bg}	Баженовская свита J _{3bg} титонский	151,2	145,8	5,4	22	2427	Черные, буровато-черные, битуминозные аргиллиты с прослоями глинистых известняков
J ₃	Георгиевская свита J _{3qr} кимеридж	156,6	151,2	5,4	0	-	-
	Наунакская свита J _{3np} келловей+оксфорд	162,9	156,6	6,3	76	2449	Неравномерное переслаивание буровато- серых песчаников, алевролитов и темно- серых с буроватым оттенком аргиллитоподобных глин с обильными растительными остатками, пиритом и встречающимися пластами углей
J _{1-2tm}	Тюменская свита J _{1-2tm} нижняя+средняя юра	208	162,9	45,1	228	2526	Серые песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями углей

Табл. 2. Осадочный разрез скважины Останинская 438, выполненный на основании литолого-стратиграфической разбивки и реконструкции стратиграфического разреза. Серой заливкой выделены разрыв каменноугольных и перерыв осадконакопления средне-девонских отложений; зеленой заливкой выделены мощности отложений, вскрытых бурением, желтой заливкой – реконструированные мощности отложений; *показана мощность чагинской свиты, которая частично вскрыта бурением (вскрытая мощность составляет 63 м); литологический состав вскрытых отложений принят по первичному описанию в «деле скважины».

Индекс отложений на рис. 5	Отложения	Время накопления			Мощность, м	Кровля свиты, м	Литологический состав
		Начало, млн лет назад	Окончание, млн лет назад	Продолжительность, млн лет			
T	Кора выветривания Т Триас	213	208	5	33	2754	Кремнисто-глинистые известняки
-	Разрыв каменноугольных отложений	313,2	213	100,2	-750	-	
C ₁₋₂	Елизаровская свита C _{2elz} Башкирский век	318,2	313,2	5	120	-	Известковые аргиллиты, мергели, алевролиты (Решения совещания ..., 1999)
	Среднеасио-каспийская свита C _{1-2sv} Верхний серпухов+башкирский век	335,1	318,2	16,9	200	-	Аргиллиты, алевролиты, песчаники (Решения совещания ..., 1999)
	Кехорегская свита C _{1kh} Турне+средний серпухов	358,9	335,1	23,8	430	-	Темно-серые алевролиты, аргиллиты, прослой известняков: окремнение (Решения совещания ..., 1999)
D _{3cg}	Чагинская свита D _{3cg} Фран+фамен	382,7	358,9	23,8	480*	2787	Верхняя подсвита: кремни, радиоляриты, кремнеаргиллиты, кремнеизвестняки, окремненные аргиллиты Нижняя подсвита: черные, черно-коричневые, кремнистые известняки, аргиллиты (до 300 м) (Макаренко и др., 2007)
D _{2cz}	Чузикская свита D _{2cz} Верхний эйфель+живет	390,5	382,7	7,8	470	3267	Верхняя подсвита: известняки глинистые с примесью кремнезема (70 м) (Решения совещания ..., 1999) Нижняя подсвита: известняки темно-серые детритовые, глинистые (400 м) (Решения совещания ..., 1999)
-	Перерыв (скрытое несогласие) Нижний эйфель	393,3	390,5	2,8	0	-	
D _{1mr}	Мирная толща D _{1mr} эмс	407,6	393,3	14,3	400	3737	Известняки темно-серые до черных глинистые, глинисто-кремнистые с прослоями известковых аргиллитов (Макаренко и др., 2007)
S _{2-D1}	Лесная свита D _{1ls} Лохков+прага	419,2	407,6	11,6	480	4137	Переслаивание глинистых известняков, аргиллитов (Решения совещания ..., 1999)
	Майзасская свита S _{2mz} Пржидол	423	419,2	3,8	410	4617	Известняки, голубоватые мергели, туфы, эффузивы (Решения совещания ..., 1999)
	Большеейская свита S _{2bl} Лудлов	427,4	423	4,4	209	5027	Туфы витрокластические, андезиты, базальтовые порфиристы (Решения совещания ..., 1999)
S _{1lr}	Ларинская свита S _{1lr} Лландовер+венлок	443,4	427,4	16	360	5236	Известняки доломитизированные с линзами аргиллитов, песчаников (Решения совещания ..., 1999)
Глубина реконструированного разреза						5596	
Фактический забой скважины						2850	

Табл. 2. Продолжение

В результате получено значение векового хода температур на земной поверхности, начиная с силура (рис. 3).

Нижнее граничное условие модели – глубинный тепловой поток – определяется решением прямой и обратных задач геотермии средствами программного комплекса 1D бассейнового моделирования (Starostenko et al., 2006; Исаев и др., 2018). Плотность теплового потока рассчитывалась в два шага.

На первом шаге решением обратной задачи геотермии определяется плотность глубинного теплового потока из основания осадочного разреза, характеризующаяся квазипостоянным значением с юрского и до настоящего времени. Второй шаг основан на привлечении сведений

о геодинамике ниже основания юрско-мелового осадочного разреза.

На первом шаге, с учетом квазистационарности теплового потока начиная с юрского времени (Ермаков, Скоробогатов, 1986; Курчиков, 2001), решается обратная задача с использованием «наблюденных» геотемператур – пластовых в интервалах юрско-меловых отложений и измерений ОСВ юрских отложений. Для перехода от ОСВ (R_{vt}^0) к соответствующей геотемпературе применена оригинальная схема (Исаев, Фомин, 2006), использующая диаграмму «Линии значений отражательной способности витринита, нанесенные на измененную схему Коннона» (Хант, 1982).

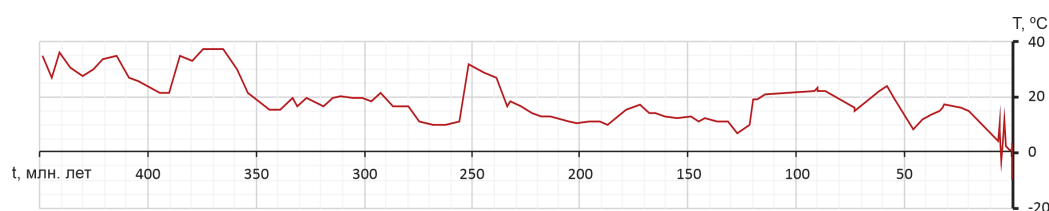


Рис. 3. Верхнее граничное условие параметрической модели – вековой ход температур земной поверхности на юго-востоке Западной Сибири

На втором шаге решается обратная задача с использованием пластовых температур, полученных в интервале коры выветривания, и измерений ОСВ палеозойских отложений. Резкое снижение значения теплового потока в триасе – с 223 до 54 мВт/м², ознаменовавшее окончание герцинского времени (Конторович и др., 1975), описано с помощью математической функции, обладающей максимальной скоростью уменьшения значения, уравнением дуги – четверти окружности. В результате получено значение теплового потока на ключевые моменты геодинамической истории разреза, начиная с силура (рис. 4, табл. 3, 4).

Критерием корректности результатов моделирования (расчета) плотности теплового потока выступает полученная оптимальная согласованность («невязка») расчетных современных и палеотемператур с измеренными («наблюдаемыми») – пластовыми и геотемпературами, пересчитанными из ОСВ (рис. 5).

В нашем случае эта «невязка» не превышает ± 2 °C (табл. 3). Оптимальная «невязка» – это средняя квадратичная разность расчетных и наблюдаемых значений, равная погрешности наблюдений (Старостенко, 1978; Исаев, 2013; Balk et al., 2016). Как установлено статистикой исследований (Исаев и др., 2018), погрешность «наблюдаемых» геотемператур составляет порядка ± 2 °C.

Восстановление седиментационной (структурно-тектонической) и термической истории путем решения прямых задач геотермии с заданным тепловым потоком выполнялось для всех четырех вышеперечисленных палеозойских потенциально нефтематеринских свит, а также для юрских – баженовской и тюменской свит (табл. 4, рис. 6).

Анализ результатов

Ключевым фактором, определяющим реализацию генерационных возможностей формации, являются продолжительность и температурный режим главной фазы нефтеобразования (ГФН), главной зоны нефтеобразования (ГЗН), так называемое «нефтяное окно» – 90–130 °C. Значительную роль в формировании залежей УВ играет и главная фаза газообразования (ГФГ), которая характеризуется наибольшей интенсивностью образования УВ газов, преимущественно метана и газоконденсата, более 190 °C – разрушительные для УВ температуры (Неручев и др., 1973; Бурштейн и др., 1997).

В формировании нефтегазоносности доюрского фундамента участвуют два резервуара: коры выветривания и коренного палеозоя. Первый (горизонт М) сформировался в период 213–208 млн лет назад и существует до нашего времени (в скважине 438Р вскрытая мощность 33 м).

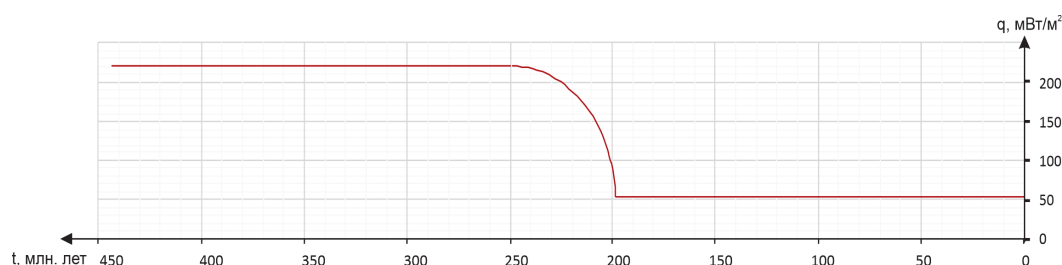


Рис. 4. Нижнее граничное условие параметрической модели – динамика глубинного теплового потока в районе скважины Останинская 438Р

Приуроченность /глубина, м	Температура, С				Рассчитанный тепловой поток, мВт/м ² /динамическая характеристика
	Пластовая	По ОСВ (R_{vt}^0)	Модельная (расчётная)	Разница расчётной и измеренной	
K ₁ kl/2119	77	-	79	+2	54 /квазистационарный, начиная с юры, до современного
J ₃ nn /2512	94	-	92	-2	
J ₁₋₂ tm /2570	94	-	94	0	
J ₁₋₂ tm /2704	-	115 (0,76)	115	0	
T ₂₋₃ тампейская серия /2750	109	-	110	+1	223 /квазистационарный, начиная с силура, до резкого снижения в триасе
D ₃ cg/2844	-	155 (1,05)	155	0	

Табл. 3. Сопоставление расчетных и измеренных геотемператур в скважине Останинская 438Р. Значения ОСВ определены в Лаборатории геохимии нефти и газа Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (г. Новосибирск).

Время, млн. лет назад	Климатический вековой ход температур, °С	Тепловой поток, мВт/м ²	Геотемпературы свиты, °С											
			Баженовская (J ₃ bg)		Тюменская (J ₁₋₂ tm)		Чагинская (D ₃ cg)		Чузыкская (D ₂ cz)		Мирная (D ₁ mr)		Ларинская (S ₁ lr)	
			Геотемпературы	Глубина кровли свиты, м	Геотемпературы	Глубина кровли свиты, м	Геотемпературы	Глубина кровли свиты, м	Геотемпературы	Глубина кровли свиты, м	Геотемпературы	Глубина кровли свиты, м	Геотемпературы	Глубина кровли свиты, м
0	0	54	97	2427	104	2526	118	2787	134	3267	148	3737	194	5236
1,64	1	54	99	2407	106	2506	120	2767	136	3247	150	3717	196	5216
4,71	3	54	101	2406	108	2505	122	2766	138	3246	152	3716	198	5215
24	16	54	112	2381	119	2480	133	2741	149	3221	162	3691	208	5190
32,3	16	54	106	2257	113	2356	127	2617	143	3097	157	3567	203	5066
41,7	12	54	100	2227	107	2326	121	2587	137	3067	151	3537	196	5036
54,8	19	54	105	2157	113	2256	126	2517	142	2997	156	3467	202	4966
61,7	22	54	107	2137	114	2236	128	2497	143	2977	157	3447	203	4946
73,2	16	54	98	2065	105	2164	118	2425	135	2905	149	3375	194	4874
86,5	22	54	100	2005	107	2104	121	2365	137	2845	150	3315	196	4814
89,8	22	54	93	1814	100	1913	114	2174	130	2654	144	3124	190	4623
91,6	22	54	89	1800	96	1899	110	2160	126	2640	140	3110	186	4609
114,1	21	54	56	937	63	1036	77	1297	93	1777	107	2247	153	3746
116,3	18	54	55	936	62	1035	76	1296	91	1776	105	2246	151	3745
120,2	19	54	53	935	61	1034	74	1295	90	1775	104	2245	150	3744
132,4	14	54	30	298	37	397	51	658	67	1138	81	1608	127	3107
136,1	10	54	26	194	34	293	47	554	63	1034	77	1504	123	3003
145,8	12	54	19	0	27	99	40	360	56	840	70	1310	116	2809
151,2	14	54	-	-	26	77	40	338	55	818	69	1288	115	2787
156,6	14	54	-	-	26	76	40	337	55	817	69	1287	115	2786
162,9	15	54	-	-	23	0	37	261	53	741	66	1211	112	2710
208	14	139	-	-	-	-	42	33	81	513	115	983	229	2482
213	14	158	-	-	-	-	38	0	84	480	123	950	257	2449
265,1	10	223	-	-	-	-	101	430	163	910	218	1380	403	2879
303,7	20	223	-	-	-	-	138	630	200	1110	255	1580	441	3079
313,2	20	223	-	-	-	-	155	750	216	1230	271	1700	456	3199
318,2	18	223	-	-	-	-	136	630	197	1110	252	1580	437	3079
322	18	223	-	-	-	-	131	585	192	1065	248	1535	431	3034
323	19	223	-	-	-	-	128	573	191	1053	245	1523	430	3022
324	19	223	-	-	-	-	127	561	190	1041	244	1511	429	3010
326	19	223	-	-	-	-	126	538	187	1018	242	1488	427	2987
335,1	19	223	-	-	-	-	110	430	171	910	226	1380	411	2879
339	16	223	-	-	-	-	97	360	159	840	214	1310	399	2809
343	16	223	-	-	-	-	88	287	149	767	205	1237	390	2736
347	19	223	-	-	-	-	80	215	142	695	197	1165	381	2664
350	19	223	-	-	-	-	74	161	137	641	191	1111	376	2610
351	20	223	-	-	-	-	72	143	135	623	189	1093	374	2592
353	22	223	-	-	-	-	69	107	130	587	186	1057	371	2556
358,9	30	223	-	-	-	-	62	0	125	480	179	950	364	2449
371	37	223	-	-	-	-	53	0	98	236	154	706	337	2205
377	35	223	-	-	-	-	43	0	81	115	135	585	320	2084
378	35	223	-	-	-	-	41	0	77	95	131	565	316	2064
379	34	223	-	-	-	-	39	0	74	74	128	545	313	2044
380	33	223	-	-	-	-	37	0	70	54	124	524	309	2023
382,7	34	223	-	-	-	-	-	-	65	0	118	470	303	1969
385	35	223	-	-	-	-	-	-	57	0	102	331	286	1830
386	35	223	-	-	-	-	-	-	51	0	92	271	276	1770
387	28	223	-	-	-	-	-	-	45	0	82	211	266	1710
390,5	22	223	-	-	-	-	-	-	-	-	47	0	232	1499

Табл. 4. Расчетные геотемпературы потенциально материнских свит в разрезе скважины Останинская 438Р. Бледно-синей заливкой показаны температуры главной фазы нефтеобразования (ГФН), желтой – нижней (главной) фазы газообразования (НФГ, ГФГ), темно-желтой – палеотемпературный максимум. Зеленой заливкой обозначены времена размыва каменноугольных и перерыва осадконакопления среднедевонских отложений, светло-фиолетовой заливкой – температуры, превышающие температуру начала деградации УВ, красной заливкой – время температуры в чагинской свите 313,2 млн лет назад, соответствующей определению ОСВ (155 °C).

Время, млн. лет назад	Климатический вековой ход температур, °С	Тепловой поток, мВт/м ²	Геотемпературы свиты, °С											
			Баженовская (J ₃ bg)		Тюменская (J ₁₋₂ tm)		Чагинская (D ₃ cg)		Чузикская (D ₂ cz)		Мирная (D ₁ mr)		Ларинская (S ₁ lr)	
			Геотемпературы	Глубина кровли свиты, м	Геотемпературы	Глубина кровли свиты, м	Геотемпературы	Глубина кровли свиты, м	Геотемпературы	Глубина кровли свиты, м	Геотемпературы	Глубина кровли свиты, м	Геотемпературы	Глубина кровли свиты, м
391,9	22	223	-	-	-	-	-	-	-	-	47	0	232	1500
393,3	22	223	-	-	-	-	-	-	-	-	47	0	232	1499
400	24	223	-	-	-	-	-	-	-	-	38	0	210	1312
405	26	223	-	-	-	-	-	-	-	-	31	0	195	1172
406	26	223	-	-	-	-	-	-	-	-	29	0	191	1144
407	27	223	-	-	-	-	-	-	-	-	28	0	189	1116
407,6	27	223	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	187	1099
413	35	223	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	164	876
419,2	34	223	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	132	619
420	34	223	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	121	533
421	34	223	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	108	425
422	33	223	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	94	317
423	33	223	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	80	209
427,4	29	223	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	51	0

Табл. 4. Продолжение

Палеотемпературы горизонта М не превышали 120 °C.

Принимается концепцию, что резервуар верхней части коренного палеозоя (мощностью до 400–500 м, вскрытая мощность 63 м) генетически обусловлен преимущественно эпигенетическими процессами в коре выветривания (Белозеров, Гарсия Бальса, 2018), а тектонический фактор выступает в качестве катализатора процессов формирования вторичной пористости (Нгуен, Исаев, 2017). Этот резервуар (вторичные коллекторы) сформировался не раньше 213–208 млн лет назад и существует до нашего времени, его геотемпература не превышала 130 °C.

Вместе с тем принимаются концепции преимущественно вертикальной межпластовой миграции УВ (Коржов и др., 2013; Мельник, Недоливко, Зиминая, 2020), включая миграцию вниз по разрезу. Анализ периодов «работы»

очагов генерации нефти (ГФН), газа и газоконденсата (ГФГ) в каждой из перечисленных выше потенциально материнских свит (табл. 4, рис. 6) позволяет сделать вывод о возможности аккумуляции и сохранности залежей УВ в резервуарах коры выветривания и коренного палеозоя.

Ларинская свита (*S₁lr*) находилась в ГФН сравнительно недолго – 3 млн лет, (422,0–419,2) млн лет назад, в ГФГ – 13 млн лет, (419,2–406) млн лет назад. С большой вероятностью нефтяной потенциал ларинского источника исчерпан 419,2 млн лет назад, газовый потенциал – 406 млн лет назад. 406 млн лет назад свита вошла в зону деструктивных для УВ геотемператур, превышающих 190 °C, и находилась в этой зоне дважды: (406–162,9) млн лет назад и с 89,8 млн лет назад по настоящее время. Совершенно очевидно, что ларинские УВ не могли

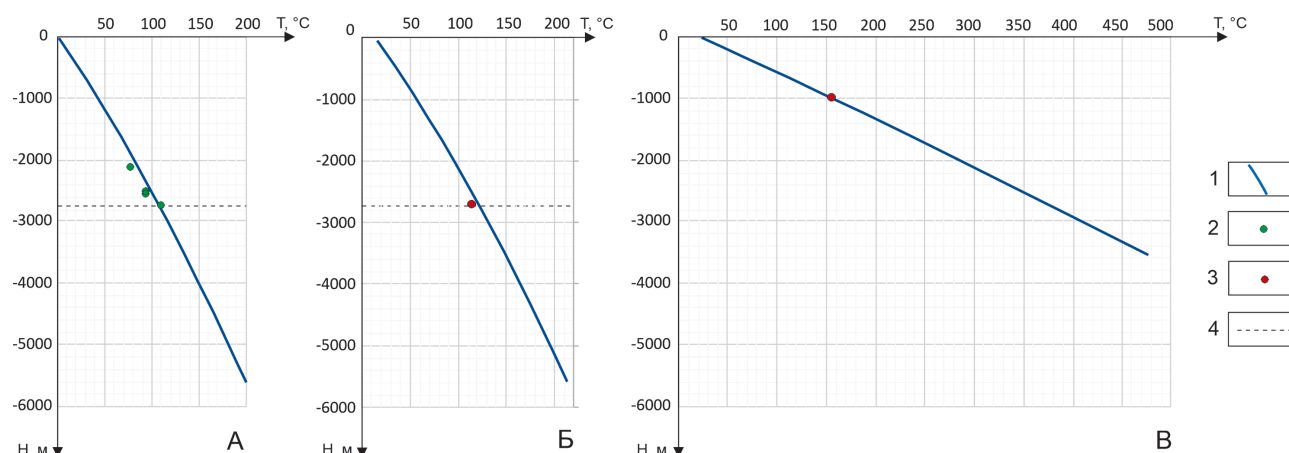


Рис. 5. Сопоставление расчетных и измеренных геотемператур в скважине Останинская 438Р для современного разреза (А), на время максимального прогрева осадочного чехла в конце палеогена – 24 млн лет назад (Б), на время максимального прогрева палеозойского разреза – 313 млн лет назад (В): 1–3 – геотемпературы (1 – расчетные; 2 – измеренные пластовые; 3 – измеренные по ОСВ); 4 – положение подошвы осадочного чехла.

аккумулироваться в резервуарах коры выветривания и внутреннего палеозоя.

Мирная свита (D_{mr}) находилась в ГФН 8 млн лет, (386–378) млн лет назад, в ГФГ – 28 млн лет, (378–350) млн лет назад. Нефтяной потенциал мирнинского источника с большой вероятностью исчерпан 378 млн лет назад, газовый потенциал – 350 млн лет назад. 350 млн лет назад свита вошла в зону деструкции УВ, и находилась в этой зоне до 213 млн лет назад, 37 млн лет. Очевидно, что *мирнинские УВ не могли аккумулироваться* в резервуарах коры выветривания и внутреннего палеозоя.

Чузикская свита (D_{cz}) находилась в ГФН 20 млн лет, (371–351) млн лет назад, в ГФГ – 27 млн лет, (351–324) млн лет назад. 324 млн лет назад свита вошла в зону деструкции УВ, и находилась в этой зоне до 265 млн лет назад, 59 млн лет. Очевидно, что *чузикские УВ не могли заполнять и сохраняться* в резервуарах коры выветривания и внутреннего палеозоя, которые сформировались не раньше 213–208 млн лет назад.

Чагинская свита (D_{cg}) находилась в ГФН на протяжении 17 млн лет, уже (339–322) млн лет назад, в ГФГ – 57 млн лет, (322–265,1) млн лет назад. Нефтяной потенциал чагинского источника с большой вероятностью исчерпан 322 млн лет назад, газовый потенциал – 265 млн лет назад. Свита не подвергалась деструктивным для УВ геотемпературам. Учитывая последовательность генерации и миграции жидких УВ и газов, следует ожидать аккумуляцию и частичную сохранность чагинского газа в резервуарах коры выветривания и палеозоя. *Такой прогноз в некоторой степени подтверждается* разбуриванием пластов М и М₁ (табл. 1, скважины 417П, 424Р, 438Р), где при испытаниях зафиксированы незначительные газопроявления.

Тюменская свита (J_{1-2tm}) находится в высокотемпературной и продолжительной ГФН на протяжении последних 92 млн лет, (91,6–0) млн лет назад. Тюменский источник *может заполнять нефтью* резервуары коры выветривания и коренного палеозоя в течение последних 92 млн лет. Геотемпературы резервуаров благоприятны для сохранности тюменской нефти.

Баженовская свита (J_{3bg}) также до сих пор находится в высокотемпературной и продолжительной ГФН, на протяжении последних 90 млн лет, (89,8–0) млн лет назад. Все это время баженовский источник *может заполнять нефтью* резервуары коры выветривания и внутреннего палеозоя.

Обсуждение результатов

Приведенный анализ выполнен в рамках численной модели месторождения, которую мы условно называем оптимальной. Под оптимальной моделью понимается не лучшая модель из теоретически возможных, а модель, отвечающая комплексу известных количественных априорных данных (тектонно-седиментационная история) и согласованная с натурными физическими наблюдениями (здесь пластовые температуры, ОСВ и притоки при испытании скважин). В этой связи есть несколько *дискуссионных* моментов, которые необходимо прокомментировать.

В период с позднего ордовика по триас фиксируется смена тектонических обстановок (Конторович и др., 1975; Конторович, 2007), а триас – это становление Сибирского мантийного плюма и развитие вулканогенных формаций

(Добрецов, 2008), что должно сопровождаться вариациями глубинного теплового потока. Однако в этих капитальных работах по геологии, тектонике Западной Сибири и термохимической модели Сибирского плюма нет количественных оценок вариаций теплового палеопотока, что можно было бы учесть в параметрах модели Останинского месторождения. Поэтому приходится, на данном этапе исследований, *ограничиться условием стационарности теплового потока с раннего силура по триас* и выполнить его количественную оценку методом решения обратной задачи геотермии.

Оценка плотности глубинного теплового потока в силурийско-девонско-карбоновое время (223 мВт/м²) получена аномально высокой. А с учетом вклада радиогенного тепла мезозойско-кайнозойского чехла и палеозойских пород, потоки по разрезу должны быть еще выше. Поэтому представляет интерес *оценка вклада радиогенной теплогенерации разреза*.

В этой связи сошлемся на недавние публикации авторов (Исаев и др., 2018; Исаев и др., 2018а), где достаточно подробно рассмотрены параметры математической модели процесса распространения тепла – начально-краевой задачи для уравнения теплопроводности твердого тела с подвижной верхней границей (Starostenko et al., 2006). В ненулевую правую часть уравнения включена плотность тепловыделения внутренних (радиоактивных) источников тепла. Плотность тепловыделения радиоактивных источников определяется литологией пород разреза (Галушкин, 2007). Действительно, вклад радиоактивных источников осадочного разреза может достигать 10% (Исаев, 2004; Исаев и др., 2009), в зависимости от мощности осадочного чехла на конкретный момент геологического времени.

В модели Останинского месторождения (табл. 2, литологический состав) дополнительный вклад радиогенной теплогенерации отложений осадочного чехла достигает 6 мВт/м², т.е. порядка 10% по отношению к величине глубинного теплового потока из доюрского основания (54 мВт/м², рис. 4, табл. 3). А дополнительный вклад радиогенной теплогенерации образований доюрского разреза достигает 4 мВт/м², т.е. не более 1% по отношению к величине глубинного теплового потока в силурийско-девонско-карбоновое время (223 мВт/м², рис. 4, табл. 3). Таким образом, *вклад радиогенного тепла палеозойских пород весьма незначительный*.

Вместе с тем, оценка плотности глубинного теплового потока в *кондуктивной* модели теплопереноса Останинского месторождения по существующим представлениям выглядит завышенной. Действительно, плотность *современных* тепловых потоков в осадочном чехле редко превосходит 150 мВт/м², а значения более 200–300 мВт/м² характерны для зон тектоно-магматической активизации континентов, срединно-океанических хребтов и переходных зон, в условиях преимущественно *конвективного* теплопереноса (Добрецов, 2011; Поляк, Хуторской, 2018). Однако для территории наших исследований, имеющей депрессионный тип разреза, расположенной в стабильной области Западно-Сибирской плиты, характерна подчиненная роль конвективного механизма выноса глубинного тепла по сравнению с кондуктивным, его роль в суперпозиции может не превышать 1% (Хуторской, 1996). Изложенное выше может свидетельствовать как о

корректности авторской модели теплопереноса, так и о дискуссионности столь высокой интенсивности расчетного теплового потока на протяжении силура, девона и карбона.

Отметим еще один дискуссионный аспект числовой модели Останинского месторождения. Параметры модели процесса распространения тепла (Исаев и др., 2018) включают скорости осадконакопления. Скорость может быть нулевой и отрицательной, что позволяет учитывать перерывы осадконакопления и денудацию. Тогда занижение масштаба посткарбонного размыва будет приводить к завышенной оценке плотности глубинного теплового потока в период с раннего силура по триас. В априорной модели мощности отложений карбона приняты на основе существующих количественных оценок и определений (табл. 3). Проведем расчетный эксперимент, гипотетически увеличив мощность свит карбона (и, соответственно, их последующий размыв) на 50%. В этом случае получаем пониженное расчетное значение силурийского потока из основания – 160 МВт/м², но, по-прежнему, уникально высокое.

И, наконец, прокомментируем положение в палеоразрезе кровли ГЗН для палеозойских потенциально нефтегазопроизводящих толщ в палеозойское время – 300–400 м. Такое положение (табл. 4, рис. 6) необычно высокое по отношению к привычным 1800–1990 м, классическим, давно установленным (Конторович и др., 1967) для кровли ГЗН юрских нефтегазоматеринских свит в позднемезозойско-кайнозойское время. Основная причина различия – существенно разная плотность глубинного теплового потока: в палеозое – 223, а в мезозой-кайнозое – 54 МВт/м².

Авторы понимают дискуссионность решения задачи моделирования и оценки роли очагов генерации УВ в формировании залежей «палеозойской» нефти. Но, тем не менее, полученный уникальный результат и его анализ может быть интересен как в аспекте теоретических основ, так и практических следствий для прогнозирования и освоения палеозойского нефтегазоносного комплекса Западной Сибири.

Заключение

Таким образом, сингенетичными (по времени генерации, аккумуляции и сохранности) для резервуаров коры выветривания и палеозоя являются тюменский и баженовский источники нефти и чагинский источник газа. Однако генетические анализы нефтей из резервуаров коры и палеозоя показывают, что эти нефти генерированы сапропелевым ОВ. Поэтому нефти резервуаров коры выветривания и палеозоя могут быть, с наибольшей вероятностью, именно баженовскими.

Роль чагинского источника газа для пластов М и М₁, вероятно, крайне незначительная. Если оценивать эту роль (долю) на примере залежи, вскрытой скважиной 438Р, то она составляет $1,5/(60,0+1,5)=0,02$, т.е. порядка 2%. Эта оценка с точностью совпадает с генетической оценкой (2%) относительного вклада палеозойских материнских/отдающих пород в формирование залежей доюрского НГК Рогожниковской группы месторождений Краснотенского свода (Исаев и др., 2014).

В итоге, можно констатировать, что в условиях геолого-геофизического разреза Останинского месторождения, основным («главным») источником УВ для резервуаров

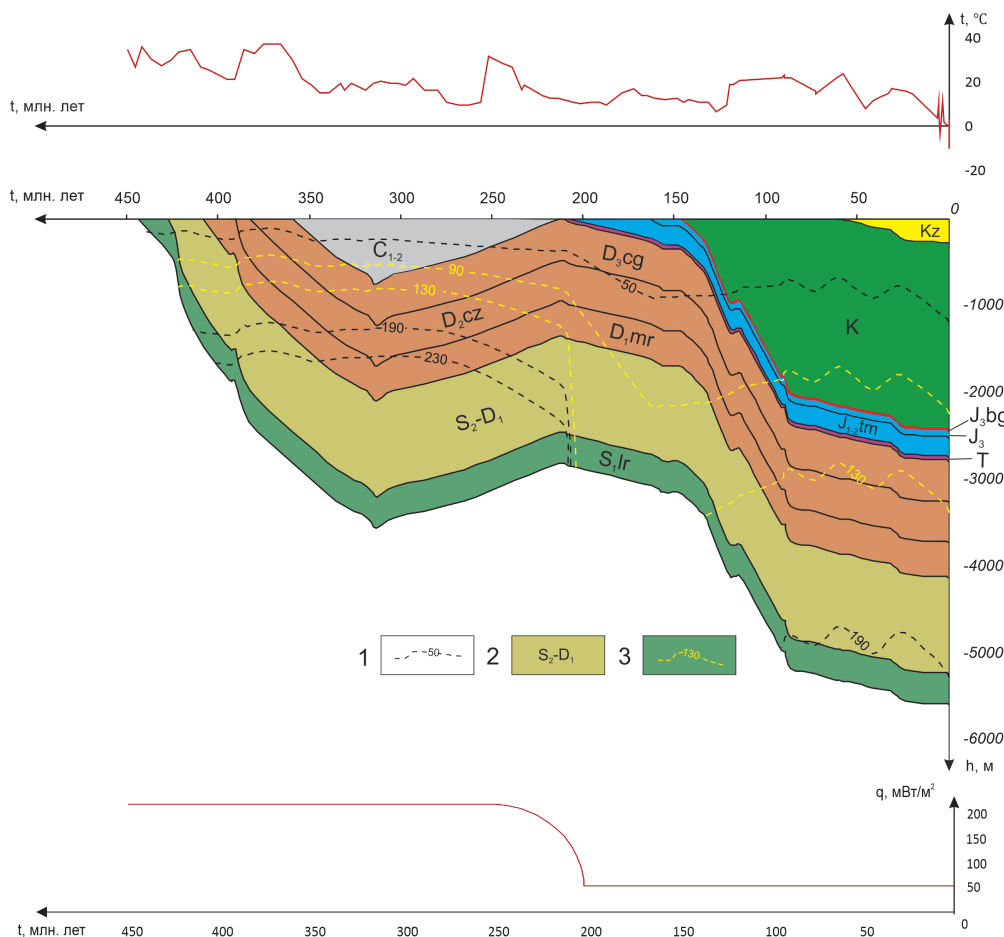


Рис. 6. Палеорекострукции тектонической и термической истории в районе скважины Останинская 438Р. 1 – изотермы; 2 – стратиграфическая приуроченность отложений; 3 – изотермы граничных температур главной фазы нефтеобразования (ГФН). В верхней части рисунка приведен график палеоклиматического векового хода температур на земной поверхности, в нижней – график изменения расчетной плотности теплового потока во времени.

коры и палеозоя является, скорее всего, юрская «баженновская нефть». Этот итог исследований не согласуется с гипотезой о «палеозойском», «девонском» источнике нефтей – породах доманикоидного типа чагинской свиты (Костырева, 2004; Ступакова и др., 2015), а является дополнительным аргументом в пользу гипотезы о юрском «баженновском» источнике палеозойской нефти (Галиева, Крутенко, 2019).

Одно из гипотетических допущений о юрском источнике «палеозойской» нефти, высказанное по результатам генетических (биомаркерных) анализов нефтей (Ступакова и др., 2015), подтверждается выполненным в настоящей работе совместным моделированием катагенетических очагов генерации УВ осадочных бассейнов: «современного» юрско-мелового и силурийского, нижне-среднедевонского, верхнедевонско-нижнекаменноугольного «палеобассейнов».

Благодарности

Благодарим рецензентов статьи за предметные и развернутые рецензии, позволившие лучше осветить фундаментальные и прикладные аспекты проблемы.

Литература

- Белозеров В.Б., Гарсия Бальса А.С. (2018). Перспективы поиска залежей нефти в отложениях девона юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*, 329(6), с. 128–139.
- Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Которович А.Э., Меленевский В.Н. (1997). Модель катагенеза органического вещества (на примере баженновской свиты). *Геология и геофизика*, 6, с. 1070–1078.
- Галиева М.Ф., Алеева А.О., Исаев В.И. (2020). Очаги генерации углеводородов и их аккумуляция в доюрском разрезе Сельвейкинской площади глубокого бурения (Томская область). *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 15(3), с. 1–16.
- Галиева М.Ф., Крутенко Д.С. (2019). Геолого-геофизические аргументы гипотезы «баженновского источника» доюрских залежей нефти Останинской группы месторождений (Томская область). *Актуальные проблемы геологии нефти и газа Сибири: Мат. 2-й Всеросс. науч. конф.* Новосибирск: ИПЦ НГУ, с. 22–25.
- Галушкин Ю.И. (2007). Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный Мир, с. 456.
- Галушкин Ю.И., Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П. (2020). Сравнительная оценка генерации углеводородов в восточной и западной частях моря Моусона (Антарктида) по значениям отражательной способности витринита. *Геохимия*, 65(1), с. 92–100.
- Добрецов Н.Л. (2008). Геологические следствия термохимической модели плумов. *Геология и геофизика*, 49(7), с. 587–604.
- Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. (1986). Тепловое поле и нефтегазоносность молодых плит СССР. М.: Недра, 222 с.
- Запывалов Н.П., Исаев Г.Д. (2010). Критерии оценки нефтегазоносности палеозойских отложений Западной Сибири. *Вестник Томского государственного университета*, 341, с. 226–232.
- Исаев В.И. (2004). Палеотемпературное моделирование осадочного разреза и нефтегазообразование. *Тихоокеанская геология*, 23(5), с. 101–115.
- Исаев В.И., Фомин А.Н. (2006). Очаги генерации нефтей баженновского и тогурского типов в южной части Нюрольской мегаплатины. *Геология и геофизика*, 47(6), с. 734–745.
- Исаев В.И., Лобова Г.А., Рояк М.Э., Фомин А.Н. (2009). Нефтегазоносность центральной части Югорского свода. *Геофизический журнал*, 31(2), с. 15–46.
- Исаев В.И. (2013). Интерпретация данных высокоточной гравиразведки методами математического программирования. *Тихоокеанская геология*, 32(2), с. 29–43.
- Исаев В.И., Лобова Г.А., Коржов Ю.В., Кузина М.Я., Кудряшова Л.К., Сунгурова О.Г. (2014). Стратегия и основы технологии поисков углеводородов в доюрском основании Западной Сибири. Томск: Изд-во ТПУ, 112 с.
- Исаев В.И., Искоркина А.А., Лобова Г.А., Фомин А.Н. (2016). Палеоклиматические факторы реконструкции термической истории баженновской и тогурской свит юго-востока Западной Сибири. *Геофизический журнал*, 38(4), с. 3–25.
- Исаев В.И., Искоркина А.А., Лобова Г.А., Старостенко В.И., Тихоцкий С.А., Фомин А.Н. (2018). Мезозойско-кайнозойский климат и неотектонические события как факторы реконструкции термической истории нефтематеринской баженновской свиты арктического региона Западной Сибири (на примере п-ва Ямал). *Физика Земли*, 2, с. 124–144.
- Исаев В.И., Лобова Г.А., Мазуров А.К., Старостенко В.И., Фомин А.Н. (2018а). Районирование мегаплатин юго-востока Западной Сибири по плотности ресурсов сланцевой нефти тогурской и баженновской материнских свит. *Геология нефти и газа*, 1, с. 15–39.
- Исаев В.И., Лобова Г.А., Фомин А.Н., Булатов В.И., Кузьменков С.Г., Галиева М.Ф., Крутенко Д.С. (2019). Тепловой поток и нефтегазоносность (п-ов Ямал, Томская обл.). *Георесурсы*, 21(3), с. 125–135.
- Исаев Г.Д. (2012). Региональные стратиграфические подразделения палеозоя Западно-Сибирской плиты (по данным исследования табулятоморфных кораллов). *Вестник ТГУ*, 355, с. 161–168.
- Костырева Е.А. (2004). Геохимия и генезис палеозойских нефтей юго-востока Западной Сибири. *Геология и геофизика*, 45(7), с. 843–853.
- Которович А.Э., Парпарова Г.М., Трушков П.А. (1967). Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазоносности (на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности). *Геология и геофизика*, 2, с. 16–29.
- Которович А.Э. (2016). Проблемы реиндустриализации нефтегазового комплекса России. *Нефтяное хозяйство*, 3, с. 14–15.
- Которович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. (1975). Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 680 с.
- Которович А.Э., Бурштейн Л.М., Малышев Н.А., Сафронов П.И., Гуськов С.А., Ершов С.В., Казаненков В.А., Ким Н.С., Которович В.А., Костырева Е.А., Меленевский В.Н., Лившиц В.Р., Поляков А.А., Скворцов М.Б. (2013). Историко-геологическое моделирование процессов нафтидогенеза в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Карского моря (бассейновое моделирование). *Геология и геофизика*, 54(8), с. 1179–1226.
- Которович В.А. (2002). Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 253 с.
- Которович В.А. (2007). Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири (на примере Чузиско-Чижалской зоны нефтегазоаккумуляции). *Геология и геофизика*, 48(5), с. 538–547. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.05.002>
- Коржов Ю.В., Исаев В.И., Кузина М.Я., Лобова Г.А. (2013). Генезис доюрских залежей нефти Рогожниковской группы месторождений (по результатам изучения вертикальной зональности алканов). *Известия Томского политехнического университета*, 323(1), с. 51–56.
- Курчиков А.Р. (2001). Геотермический режим углеводородных скоплений Западной Сибири. *Геология и геофизика*, 11(42), с. 1846–1853.
- Лобова Г.А., Меренкова А.С., Кузьменков С.Г. (2020). Тепловой поток, термическая история материнской нижнеюрской тогурской свиты и нефтегазоносность Бакчарской мезовпадины. *Геофизический журнал*, 42(2), с. 14–28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i2.2020.201739>
- Локтионова О.А., Бурштейн Л.М., Калинин Л.М., Которович В.А., Сафронов П.И. (2019). Историко-геологическое моделирование процессов генерации углеводородов в геттанг-ааленских отложениях Усть-Тымской мегаплатины. *Геология и геофизика*, 60(7), с. 1014–1027. <https://doi.org/10.15372/RGG2019080>
- Макаренко С.Н., Савина Н.И., Родыгин С.А. (2007). Стратиграфия девонских отложений центральной части Западной Сибири. *Верхний Палеозой России: Стратиграфия и палеогеография: Мат. Всеросс. конф.* С. 197–201.
- Мельник И.А., Недоливко Н.М., Зимина С.В. (2020). Вторичные карбонаты юрских песчаных отложений как показатели продуктивности палеозоя. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*, 331(3), с. 32–38.
- Нгуен Х.Б., Исаев В.И. (2017). Коллекторы нефти кристаллического фундамента месторождения Белый Тигр. *Геофизический журнал*, 39(6), с. 3–19. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i6.2017.116363>
- Неручев С.Г., Рогозина Е.А., Капченко Л.Н. (1973). Главная фаза газообразования – один из этапов катагенетической эволюции сапропелевого рассеянного органического вещества. *Геология и геофизика*, 10, с. 14–16.
- Никитин Д.С., Иванов Д.А., Журавлев В.А., Хуторской М.Д. (2015). Объемная геолого-геотермическая модель осадочного чехла северо-восточной части Баренцево-морского шельфа в связи с освоением ресурсов углеводородов. *Георесурсы*, 1, с. 13–19. <https://doi.org/10.18599/grs.60.1.3>

Решения совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины (1999). Под ред. В.И. Краснова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 80 с.

Санникова И.А., Ступакова А.В., Большакова М.А., Галушкин Ю.И., Калмыков Г.А., Сауткин Р.С., Суслова А.А., Калмыков А.Г., Козлова Е.В. (2019). Региональное моделирование углеводородных систем баженовской свиты в Западно-Сибирском бассейне. *Георесурсы*, 21(2), с. 203–212.

Сафронов П.И., Ершов С.В., Ким Н.С., Фомин А.Н. (2011). Моделирование процессов генерации, миграции и аккумуляции углеводородов в юрских и меловых комплексах Енисей-Хатангского бассейна. *Геология нефти и газа*, 5, с. 48–55.

Старостенко В.И. (1978). Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наук. Думка, 228 с.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири (2001). Кн. 5: *Палеозой Западной Сибири*. Под ред. А.Э. Конторовича. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 163 с.

Ступакова А.В., Соколов А.В., Соболева Е.В., Курасов И.А., Бордюг Е.В., Кирюхина Т.А. (2015). Геологическое изучение и нефтегазоносность палеозойских отложений Западной Сибири. *Георесурсы*, 2(61), с. 63–76. <https://doi.org/10.18599/grs.61.2.6>

Ступакова А.В., Пашали А.А., Волянская В.В., Суслова А.А., Завьялова А.П. (2019). Палеобассейны – новая концепция моделирования истории геологического развития и нефтегазоносности регионов. *Георесурсы*, 21(2), с. 4–12. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.4-12>

Филиппов Ю.Ф., Бурштейн Л.М. (2017). История генерации нефтей в Предъенисейском осадочном бассейне. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология: Сб. мат. Том 1. Новосибирск: ИНГ СО РАН, с. 166–170

Фомин А.Н. (2011). Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. Новосибирск: ИНГ СО РАН, 331 с.

Хант Дж. (1982). Геохимия и геология нефти и газа. М.: Мир, 704 с.
Хуторской М.Д. (1996). Введение в геотермию: курс лекций. М.: Изд-во РУДН, 156 с.

Хуторской М.Д., Вискунова К.Г., Подгорных Л.В., Супруненко О.И., Ахмедзянов В.Р. (2008). Геотемпературная модель земной коры Баренцева моря: исследования вдоль геотраверсов. *Геотектоника*, 2, с. 55–67.

Ablya E., Nadezhkin D., Bordyug E., Korneva T., Kodlaeva E., Mukhutdinov R., Sugden M.A., P.F. van Bergen (2008). Paleozoic-sourced petroleum systems of the Western Siberian Basin – What is the evidence? *Organic Geochemistry*, 39(8), pp. 1176–1184. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2008.04.008>

Balk P.I., Dolgal A.S., Pugin A.V., Michurin A.V., Simanov A.A., Sharkhimullin A.F. (2016). Effective algorithms for sourcewise approximation of geopotential fields. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 52(6), pp. 896–911. <https://doi.org/10.1134/S1069351316050025>

Iskorkina A.A., Isaev V.I., Terre D.A. (2015). Assessment of Mesozoic-Kainozoic climate impact on oil-source rock potential (West Siberia). *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 27, 012023. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/27/1/012023>

Osipova E.N., Prakoyo F.S., Kudryashova L.K. (2014). Petroleum potential of the Neocomian deposit of Nyurolsky megadepression. *IOP*

Conf. Series: Earth and Environmental Science, 21, 012011. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/21/1/012011>

Scotese C.R. (2016). A New Global Temperature Curve for the Phanerozoic. *GSA Annual Meeting in Denver. Geological Society of America*, 48(7). doi: 10.1130/abs/2016AM-287167

Starostenko V.I., Kutas R.I., Shuman V.N., Legostaeva O.V. (2006). Generalization of the Rayleigh-Tikhonov stationary geothermal problem for a horizontal layer. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 42(12), pp. 1044–1050. <https://doi.org/10.1134/S1069351306120081>

Сведения об авторах

Валерий Иванович Исаев – доктор геол.-мин. наук, профессор отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет

Россия, 634050, Томск, пр. Ленина, д. 30
e-mail: isaevvi@tpu.ru

Маргарита Фаритовна Галиева – студент отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет

Россия, 634050, Томск, пр. Ленина, д. 30

Анна Олеговна Алеева – аспирант отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет

Россия, 634050, Томск, пр. Ленина, д. 30

Галина Анатольевна Лобова – доктор геол.-мин. наук, профессор отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет

Россия, 634050, Томск, пр. Ленина, д. 30

Виталий Иванович Старостенко – доктор физ.-мат. наук, профессор, академик НАН Украины, директор Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины

Украина, 03680, Киев, пр. Палладина, д. 32

Александр Николаевич Фомин – доктор геол.-мин. наук, главный научный сотрудник, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

Россия, 630090, Новосибирск, пр. Коптюга, д. 3

Статья поступила в редакцию 11.08.2020;

Принята к публикации 02.12.2020;

Опубликована 30.03.2021

IN ENGLISH

Paleotemperature modeling of hydrocarbon generation centers and their role in the formation of «Paleozoic» oil deposits (Ostaninskoe field, Tomsk region)

V.I. Isaev^{1*}, M.F. Galieva¹, A.O. Aleeva¹, G.A. Lobova¹, V.I. Starostenko², A.N. Fomin³

¹National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russian Federation

²The Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

³Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

*Corresponding author: Valery I. Isaev, e-mail: isaevvi@tpu.ru

Abstract. Study and exploration of the pre-Jurassic oil and gas complex in Western Siberia is one of the aspects of hydrocarbon raw-material base development. The main scope of this study is to locate the source of Paleozoic hydrocarbons. The problem of modeling and assessing the role of Paleozoic-

Mesozoic hydrocarbon generation centers in the formation of «Paleozoic» oil deposits in the section of the Ostaninskoe oil and gas condensate field (Tomsk region) is solved. In the formation of the oil and gas content of the pre-Jurassic basement two reservoirs are involved: the weathering crust

and the roof of the bed-rock Paleozoic. The first was formed during the period of 213–208 Ma, and the second is genetically determined by epigenetic processes in the weathering crust. Potential hydrocarbon sources for the weathering crust and bed-rock Paleozoic reservoirs are Domanic type rocks in the crystalline basement: Larinskaya S1lr, Mirnaya D1mr, Chuzikskaya D2cz, Chaginskaya D3cg Formations, as well as Tyumenskaya J1-2tm and Bazhenovskaya J3bg Formations in sedimentary cover.

To perform joint paleotemperature modeling of sedimentary basins of the «modern» Jurassic-Cretaceous and Paleozoic «paleobasins», the Ostaninskaya 438P well was selected, which is due to the presence of measured temperatures both in the Jurassic sections and in the pre-Jurassic formations, as well as fluid inflows from the pre-Jurassic horizons into the well. At the first step, the solution of the inverse problem of geothermics was obtained using reservoir temperatures and vitrinite reflectance measurements from the Mesozoic deposits: density of deep heat flow from the base of sedimentary section was determined, which is characterized by a quasi-constant value from the Jurassic to the present. The second step was to solve the inverse problem using vitrinite reflectance measurements from Paleozoic sediments. As a result, the heat flow value was obtained for the key moments of geodynamic history of the stratigraphic section, starting from the Silurian. By solving direct problems of geothermics with the given values of heat flow, the structural-tectonic and thermal history of four Paleozoic potential oil source formations (as well as Jurassic – Bazhenov and Tyumen Formations) has been retraced. The controversial aspects of the heat transfer model in the section of the Ostaninskoe field are considered.

It has been established that the Tyumen and Bazhenov oil sources (most likely Bazhenov) are syngenetic (in terms of generation, accumulation and preservation time) for the weathering crust and the Paleozoic reservoirs. The role of the Chaginskaya Formation as gas source is insignificant.

Keywords: modeling of hydrocarbon generation centers, «modern» sedimentary basin and Paleozoic sedimentary «paleobasins», reservoirs of the weathering crust and bed-rock Paleozoic, Ostaninskoe oil and gas condensate field

Recommended citation: Isaev V.I., Galieva M.F., Aleeva A.O., Lobova G.A., Starostenko V.I., Fomin A.N. (2021). Paleotemperature modeling of hydrocarbon generation centers and their role in the formation of «Paleozoic» oil deposits (Ostaninskoe field, Tomsk region). *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 2–16. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.1>

Acknowledgments

We thank the reviewers of the article for concept and detailed reviews, which made it possible to better highlight the fundamental and applied aspects of the problem.

References

- Ablya E., Nadezhkin D., Bordyug E., Korneva T., Kodlaeva E., Mukhutdinov R., Sugden M.A., P.F. van Bergen (2008). Paleozoic-sourced petroleum systems of the Western Siberian Basin – What is the evidence? *Organic Geochemistry*, 39(8), pp. 1176–1184. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2008.04.008>
- Balk P.I., Dolgal A.S., Pugin A.V., Michurin A.V., Simanov A.A., Sharkhimullin A.F. (2016). Effective algorithms for sourcewise approximation

of geopotential fields. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 52(6), pp. 896–911. <https://doi.org/10.1134/S1069351316050025>

Belozarov V.B., Garsia A.S. (2018). Prospects Of Searching For Oil Reservoirs In The Devonian Deposits Of The South Eastern Part Of The Western Siberian Plate. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 329(6), pp. 128–139. (In Russ.)

Burshtein L.M., Zhidkova L.V., Kontorovich A.E., Melenevskii V.N. (1997). Catagenesis model of organic matter by the example of the Bazhenovskaya formation. *Geologiya i geofizika*, 38(6), pp. 1070–1078. (In Russ.)

Dobretsov N.L. (2008). Geological implications of the thermochemical plume model. *Russian Geology and Geophysics*, 49(7), pp. 441–454. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.002>

Ermakov V.I., Skorobogatov V.A. (1986). Thermal field and oil and gas potential of the young plates of the USSR. Moscow: Nedra, 222 p. (In Russ.)

Filippov Yu.F., Burshtein L.M. (2017). History of the naphthides generation in the Pre-Yenisei sedimentary basin. Subsoil use. Mining engineering. Directions and technologies of prospecting, exploration and development of mineral deposits. *Coll. papers: Economy. Geoecology*. V. 1. Novosibirsk: INGG SO RAN, pp. 166–170. (In Russ.)

Fomin A.N. (2011). Catagenesis of organic matter and petroleum potential of the Mesozoic and Paleozoic sediments of the West Siberian megabasin. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 331 p. (In Russ.)

Galieva M.F., Aleeva A.O., Isaev V.I. (2020). Hydrocarbons generation focus and accumulation within the Pre-Jurassic section of the deep drilling Selveikin area (Tomsk region). *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 15(3). https://doi.org/10.17353/2070-5379/26_2020 (In Russ.)

Galieva M.F., Krutenko D.S. (2019). Geological and geophysical evidences favouring the hypothesis «bazhenovo source of origin» of pre-Jurassic oil deposits of Ostanino group of fields (Tomsk region). *Proc. II All-Russ. Sci. Conf.: Problems of oil and gas Geology of Siberia*. Novosibirsk: IPTS NGU, pp. 22–25. (In Russ.)

Galushkin Yu.I., Leychenkov G.L., Dubinin E.P. (2020). Estimation and comparison of hydrocarbon generation in the Eastern and Western Mawson Sea (Antarctica) using vitrinite reflectance data. *Geochemistry International*, 58(1), pp. 91–99.

Galushkin Yu.I. (2007). Modeling of sedimentary basins and evaluation of its oil and gas content. Moscow: Nauchnyi Mir, 456 p. (In Russ.)

Isaev G.D. (2012). Regional stratigraphic subdivisions of the Paleozoic of the West Siberian Plate (according to the study of tabulatomorphic corals). *Tomsk State University Journal*, 355, pp. 161–168. (In Russ.)

Isaev V.I. (2004). Paleotemperature modeling of the sedimentary section, and oil-and-gas generation. *Tikhookeanskaya geologiya*, 23(5), pp. 101–115. (In Russ.)

Isaev V.I. (2013). Interpretation of high-accuracy gravity exploration data by mathematic programming. *Russian Journal of Pacific Geology*, 7, pp. 92–106. <https://doi.org/10.1134/S181971401302005X>

Isaev V.I., Fomin A.N. (2006). Centers of generation of Bazhenov- and Togur-type oils in the Southern Nyurof'ka megadepression. *Russian Geology and Geophysics*, 47(6), pp. 734–745. (In Russ.)

Isaev V.I., Iskorkina A.A., Lobova G.A., Fomin A.N. (2016). Paleoclimate's factors of reconstruction of thermal history of petroleum bazhenov and togur suites southeastern West Siberia. *Geofizicheskii zhurnal*, 38(4), pp. 3–25. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i4.2016.107798> (In Russ.)

Isaev V.I., Iskorkina A.A., Lobova G.A., Starostenko V.I., Tikhotskii S.A., Fomin A.N. (2018). Mesozoic-Cenozoic Climate and Neotectonic Events as Factors in Reconstructing the Thermal History of the Source-Rock Bazhenov Formation, Arctic Region, West Siberia, by the Example of the Yamal Peninsula. *Izvestiya Physics of the Solid Earth*, 54, pp. 310–329. <https://doi.org/10.1134/S1069351318020064>

Isaev V.I., Lobova G.A., Royak M.E., Fomin A.N. (2009). Oil-Gas Potential of the Central Yugor Arch. *Geofizicheskii zhurnal*, 31(2), pp. 15–46.

Isaev V.I., Lobova G.A., Fomin A.N., Bulatov V.I., Kuzmenkov S.G., Galieva M.F., Krutenko D.S. (2019). Heat flow and presence of oil and gas (the Yamal peninsula, Tomsk region). *Georesursy = Georesources*, 21(3), pp. 125–135. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.3.125-135>

Isaev V.I., Lobova G.A., Korzhov Yu.V., Kuzina M.Ya., Kudryashova L.K., Sungurova O.G. (2014). Strategy and technology basis for hydrocarbon prospecting in the pre-Jurassic basement of Western Siberia. Tomsk: TPU Publ., 112 p. (In Russ.)

Isaev V.I., Lobova G.A., Mazurov A.K., Starostenko V.I., Fomin A.N. (2018a). Zoning of mega-depressions by shale oil generation density of Togur and Bazhenov source suites in the southeast of Western Siberia. *Geologiya nefti i gaza*, 1, pp. 15–39. (In Russ.)

Iskorkina A.A., Isaev V.I., Terre D.A. (2015). Assessment of Mesozoic-Kainozoic climate impact on oil-source rock potential (West Siberia). *IOP*

- Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 27, 012023. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/27/1/012023>
- Khant Dzh. (1982). Geochemistry and geology of oil and gas. Moscow: Mir. 704 p. (In Russ.)
- Khutorskoy M.D. (1996). Introduction to Geothermy: lecture course. Moscow: RUDN Publ., 156 p. (In Russ.)
- Khutorskoy M.D., Viskunova K.G., Podgornykh L.V. et al. (2008). Geotemperature model of the Barents Sea crust: research along geotraverses. *Geotektonika*, 2, pp. 55–67. (In Russ.)
- Kontorovich A.E., Nesterov I.I., Salmanov F.K., Surkov V.S., Trofimuk A.A., Erv'e Yu.G. (1975). Geology of oil and gas in Western Siberia. Moscow: Nedra, 680 p. (In Russ.)
- Kontorovich A.E. (2016). Problems of re-industrialization of the oil and gas complex of Russia. *Neftyanoe khozyaystvo = Oil Industry*, 3, pp. 14–15. (In Russ.)
- Kontorovich A.E., Burshtein L.M., Malyshev N.A., Safronov P.I., S.A. Gus'kov S.A., Ershov S.V., Kazanenkov V.A. Kim N.S., Kontorovich V.A., Kostyreva E.A., Melenevsky V.N., Livshits V.R., Polyakov A.A., Skvortsov M.B. (2013). Historical-geological modeling of hydrocarbon generation in the mesozoic-cenozoic sedimentary basin of the Kara sea (basin modeling). *Russian Geology and Geophysics*, 54(8), pp. 917–957. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.011>
- Kontorovich A.E., Parparova G.M., Trushkov P.A. (1967). Metamorphism of organic matter and some issues of oil and gas content (on the example of Mesozoic deposits of the West Siberian lowland). *Geologiya i geofizika*, 2, pp. 16–29. (In Russ.)
- Kontorovich V.A. (2002). Tectonics and oil and gas content of the Mesozoic-Cenozoic deposits of the southeastern regions of Western Siberia. Novosibirsk: SB RAS Publ., 253 p. (In Russ.)
- Kontorovich V.A. (2007). Seismogeological criteria of oil and gas content of the contact zone of Paleozoic and Mesozoic deposits of Western Siberia (on the example of the Chuzik-Chizhapskaya oil and gas accumulation zone). *Russian Geology and Geophysics*, 48(5), pp. 538–547. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.05.002> (In Russ.)
- Korzhov Yu.V., Isaev V.I., Kuzina M.Ya., Lobova G.A. (2013). Genesis of pre-Jurassic oil deposits of the Rogozhnikovskaya group of fields (based on the results of studying the vertical zoning of alkanes). *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University*, 323(1), pp. 51–56. (In Russ.)
- Kostyreva E.A. (2004). Geochemistry and genesis of Paleozoic oils in the southeast of Western Siberia. *Russian Geology and Geophysics*, 45(7), pp. 843–853. (In Russ.)
- Kurchikov A.R. (2001). Geothermal regime of hydrocarbon accumulations in Western Siberia. *Russian Geology and Geophysics*, 42(11–12), pp. 1846–1853. (In Russ.)
- Lobova G.A., Merenkova A.S., Kuz'menkov S.G. (2020). Heat flow, thermal history of the parent Lower Jurassic Togur suite and oil and gas potential of the Bakcharskaya mesodepression. *Geofizicheskii zhurnal*, 42(2), pp. 14–28. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i2.2020.201739> (In Russ.)
- Loktionova O.A., Burshtein L.M., Kalinina L.M., Kontorovich V.A., Safronov P.I. (2019). Historical and geological modeling of the processes of hydrocarbon generation in the Hettangian–Aalenian deposits of the Ust'-tym megadepression. *Russian Geology and Geophysics*, 60(7), pp. 801–812. <https://doi.org/10.15372/RGG2019080>
- Makarenko S.N., Savina N.I., Rodygin S.A. (2007). Stratigraphy of Devonian deposits in the central part of Western Siberia. *Upper Paleozoic of Russia: Stratigraphy and paleogeography. Proc. All-Russian. Conf.*, pp. 197–201. (In Russ.)
- Mel'nik I.A., Nedolivko N.M., Zimina S.V. (2020). Secondary carbonates of Jurassic sandy deposits as indicators of Paleozoic productivity. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 331(3), pp. 32–38. (In Russ.)
- Neruchev S.G., Rogozina E.A., Kapchenko L.N. (1973). The main phase of gassing as one of the stages in the catagenetic evolution of sapropel scattered organic matter. *Geologiya i geofizika*, 10, pp. 14–16. (In Russ.)
- Nguen Kh.B., Isaev V.I. (2017). Oil reservoirs of the crystalline basement of the White Tiger field. *Geofizicheskii zhurnal*, 39(6), pp. 3–19. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i6.2017.116363> (In Russ.)
- Nikitin D.S., Ivanov D.A., Zhuravlev V.A., Khutorskoy M.D. (2015). Three-dimensional geological and geothermal model of sedimentary cover in the north-eastern part of the Barents Sea shelf in connection with the development of hydrocarbon resources. *Georesursy=Georesources*, 1(60), pp. 13–19. <https://doi.org/10.18599/grs.60.1.3>
- Osipova E.N., Prakoyo F.S., Kudryashova L.K. (2014). Petroleum potential of the Neocomian deposit of Nyurolsky megadepression. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 21, 012011. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/21/1/012011>
- Safronov P.I., Ershov S.V., Kim N.S., Fomin A.N. (2011). Modeling of processes of generation, migration and accumulation of hydrocarbons in Jurassic and Cretaceous complexes of Enisei-Khatanga basin. *Geologiya nefi i gaza=Russian geology and Geophysics*, 5, pp. 48–55. (In Russ.)
- Sannikova I.A., Stoupakova A.V., Bolshakova M.A., Galushkin Yu.I., Kalmykov G.A., Sautkin R.S., Suslova A.A., Kalmykov A.G., Kozlova E.V. (2019). Regional modeling of hydrocarbon systems of the Bazhenov Formation in the West Siberian basin. *Georesursy = Georesources*, 21(2), pp. 203–212. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.203-212>
- Scotese C.R. (2016). A New Global Temperature Curve for the Phanerozoic. *GSA Annual Meeting in Denver. Geological Society of America*, 48(7). doi: 10.1130/abs/2016AM-287167
- Starostenko V.I. (1978). Stable numerical methods in gravimetry problems. Kiev: Nauk. Dumka, 228 p.
- Starostenko V.I., Kutas R.I., Shuman V.N., Legostaeva O.V. (2006). Generalization of the Rayleigh-Tikhonov stationary geothermal problem for a horizontal layer. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 42(12), pp. 1044–1050. <https://doi.org/10.1134/S1069351306120081>
- Stoupakova A.V., Pashali A.A., Volyanskaya V.V., Suslova A.A., Zavyalova A.P. (2019). Paleobasins – a new concept of modeling the history of geological development and oil and gas bearing of regions. *Georesursy = Georesources*, 21(2), pp. 4–12. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.4-12>
- Stoupakova A.V., Sokolov A.V., Soboleva E.V., Kiryukhina T.A., Kurasov I.A., Boryug E.V. (2015). Geological survey and petroleum potential of Paleozoic deposits in the Western Siberia. *Georesursy = Georesources*, 2(61), pp. 63–76. <https://doi.org/10.18599/grs.61.2.6> (In Russ.)
- Stratigraphy of Siberian oil and gas basins (2001). Book 5: Paleozoic of Western Siberia. Ed. A.E. Kontorovich. Novosibirsk: SO RAN, 163 p. (In Russ.)
- The decision of Interdepartmental Stratigraphic Meeting on the consideration and adoption of regional stratigraphic schemes of Paleozoic of West Siberian Plain (1999). Ed. V.I. Krasnov. Novosibirsk: SB RAS Publ., 80 p. (In Russ.)
- Zapivalov N.P., Isaev G.D. (2010). Criteria for assessing the oil and gas content of the Paleozoic deposits of Western Siberia. *Bulletin of Tomsk State University*, 341, pp. 226–232. (In Russ.)

About the Authors

Valery I. Isaev – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Department of Geology, School of Earth Sciences & Engineering, National Research Tomsk Polytechnic University
30, Lenin ave., Tomsk, 634050, Russian Federation
e-mail: isaevvi@tpu.ru

Margarita F. Galieva – Student, Department of Geology, School of Earth Sciences & Engineering, National Research Tomsk Polytechnic University
30, Lenin ave., Tomsk, 634050, Russian Federation

Anna O. Aleeva – Postgraduate student, Department of Geology, School of Earth Sciences & Engineering, National Research Tomsk Polytechnic University
30, Lenin ave., Tomsk, 634050, Russian Federation

Galina A. Lobova – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Department of Geology, School of Earth Sciences & Engineering, National Research Tomsk Polytechnic University
30, Lenin ave., Tomsk, 634050, Russian Federation

Vitaly I. Starostenko – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Academician of the National Academy of Sciences of Ukraine, Director of the Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine
32, Palladin ave., Kiev, 03680, Ukraine

Alexander N. Fomin – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Chief Researcher, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences
3, Ak. Koptug ave., Novosibirsk, 630090, Russian Federation

*Manuscript received 11 August 2020;
Accepted 2 December 2020; Published 30 March 2021*

Применение методов гамма-спектроскопии и ИК-спектроскопии для целей поисковой геологии в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (на примере Ухтинского района)

И.Р. Макарова^{1*}, Н.Н. Лаптев¹, С.А. Горобец¹, Ф.Ф. Валиев², А.М. Яфясов², В.О. Сергеев²,
А.И. Зиппа³, Н.А. Суханов¹, Д.К. Макаров³, А.С. Гришканич⁴

¹ООО «Петрофизик», Ухта, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

⁴ООО «Системы фотоники», Санкт-Петербург, Россия

В настоящей работе представлены два экспрессных метода. Первый метод – гамма-спектроскопический с высоким разрешением на основе германиевого детектора, второй метод – ИК-спектроскопический. Применяемый комплекс методов позволяет: определять источники поступления урана и тория; выявлять ритмы накопления урана, связанные с событиями регионального характера; выявлять области с повышенным содержанием урана, обусловленные влиянием локальных источников (разломов, гидротерм и др.); определять количество аутигенного урана в составе общего урана; определять степень преобразованности органического вещества в сланцах без их предварительной деминерализации. Для выявления уровней повышенной интенсивности урана в высокоуглеродистых толщах предложен комплекс показателей, в который входят как применяющиеся показатели в практике геологических работ, так и новые показатели.

Новые показатели апробированы на коллекции реперных образцов сланцев. Для них установлены значения, характеризующие процессы накопления урана и его выноса. На примере Ухтинского района по предложенным показателям проинтерпретированы разрезы от венд-риффа до доманика включительно.

Проведенные работы показали возможность сопоставления расчетных гамма-спектроскопических данных с данными других методов. Это открывает более широкую перспективу для применения экспрессного неразрушающего гамма-спектроскопического метода для выявления уровней с повышенным содержанием урана в сланцах, к которым приурочены также рудогенные концентрации ряда металлов.

Ключевые слова: уран, торий, доманиковая свита, сланцы, каолиновые глины, гамма-спектроскопия, инфракрасная спектроскопия, нейтронно-активационный метод, метод хромато-масс-спектрометрии со связанной плазмой

Для цитирования: Макарова И.Р., Лаптев Н.Н., Горобец С.А., Валиев Ф.Ф., Яфясов А.М., Сергеев В.О., Зиппа А.И., Суханов Н.А., Макаров Д.К., Гришканич А.С. (2021). Применение методов гамма-спектроскопии и ИК-спектроскопии для целей поисковой геологии в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (на примере Ухтинского района). *Георесурсы*, 23(1), с. 17–29. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.2>

Введение

Ухтинский район в Республике Коми на Северо-Западе России относится к западной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и является уникальным по геологическим условиям. Геологическое изучение и освоение ресурсов Ухтинского района начато еще в 1930-е годы и связано с обнаружением залежей титановых руд (Ярегское месторождение) и месторождений нефти в средне- и верхнедевонских отложениях. В тектоническом отношении данный район представляет собой вытянутую в меридиональном направлении Ухтинскую антиклинальную складку, которая расположена в северной части Восточно-Тиманского сложного вала (рис. 1). Отложения девона считаются перспективными для доизучения и доразведки в пределах Ухтинской складки с целью получения прироста запасов титановой руды и углеводородов.

В стратиграфическом разрезе продуктивные отложения относятся к джьерской и тиманской свитам (рис. 2). Одной из привлекательных сторон доизучения девонских отложений является тот факт, что они залегают на сравнительно небольших глубинах (в центральной части на отметках 0–минус 200 м и в западной части складки до минус 600–700 м). В ряде мест по обнажениям рек Доманик, Чуть, Ухта девонские отложения, в том числе и доманиковая свита, выделяемая в качестве регионального стратотипа, выходят на дневную поверхность, что способствует созданию доступных объектов изучения в виде природных геологических памятников.

Проведение комплексных взаимодополняющих исследований с применением предлагаемых физических методов – гамма-спектроскопии и инфракрасной спектроскопии (ИК-спектроскопии) – является актуальной задачей. Связано это с тем, что, несмотря на длительное геологическое изучение района, даже генезис титановых руд Ярегского месторождения остается до сих пор во многом дискуссионным. В настоящее время существуют

* Ответственный автор: Ирина Ральфовна Макарова
e-mail: makarova_i_r@mail.ru

© 2021 Коллектив авторов

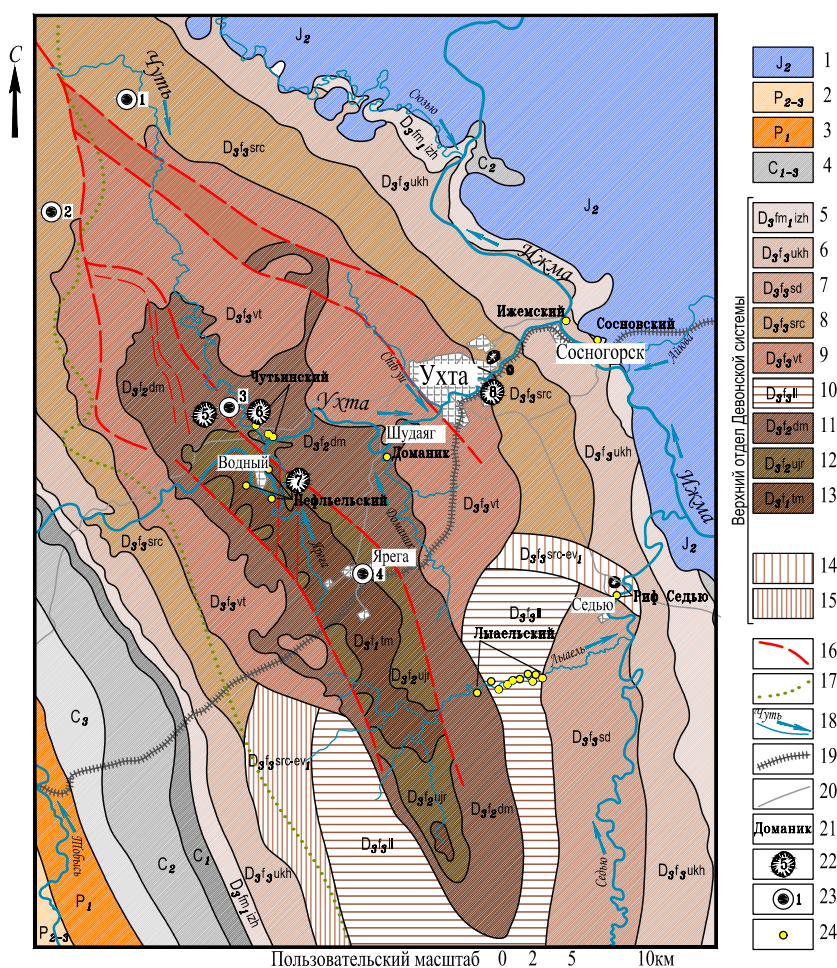


Рис. 1. Расположение точек отбора образцов на карте донеогеновых образований Ухтинской антиклинали (по Юхтанов и др., 2008). 1–13 – стратиграфическая характеристика отложений: 1–4 – отложения в объеме систем и отделов: 1 – среднеюрские, 2 – средне-верхнепермские, 3 – нижнепермские, 4 – каменноугольные; 5–13 – свиты верхнего девона: 5 – ижемская, 6 – ухтинская, 7 – седьюская, 8 – сирачайская; 9 – ветласянская, 10 – лыдельская, 11 – доманиковая, 12 – устьярэгская; 13 – тиманская; 14–15 – барьерные рифы: 14 – седьюский барьерный риф, 15 – вежавожский барьерный риф; 16 – разломы; 17 – западная граница распространения доманиковых депрессионных фаций, 18 – реки; 19 – железная дорога; 20 – автомобильные дороги, 21 – геологические памятники, 22 – изученные карьеры: 5 – «Кербадиль» (образцы №№ Кк/2м Кк/4с), 6 – «Лесник» (образец № К_л/133); 7 – «Ярега» (образцы №№ Кя/6н, Кя/7н, Кя/8с, Кя/9н, Кя/10н, Кя/11н); 8 – «Ветласян» (образец № К_в/7в); 23 – изученные скважины: 1 – скв. Т-19 (образцы №№ 19/37, 19/49, 19/61, 19/63); 2 – скв. К-15 (образцы №№ 15/2, 15/6); 3 – скв. НЧ-1004 (обр. №152); 4 – скв. 1-СК (НШ-26 обр. № 35а); 24 – естественные обнажения девонских пород.

три модели образования месторождения (Пармузин и др., 2016).

Цель наших исследований состоит в предложении, на основе экспрессных физических методов, ряда взаимодополняющих показателей для определения процессов, контролирующих образование рудных и углеводородных скоплений. Проведенная нами оценка торий-уранового отношения, рассчитанного по данным активности этих элементов гамма-спектроскопическим методом, а также оценка степени преобразованности органического вещества и оценка степени совершенства кристаллической структуры каолинитовых минералов в пределах Ухтинской геосинклинальной складки, расширяют представления о локальных процессах в ее пределах.

В статье приводятся характеристики двух новых показателей, первоначально установленных по данным гамма-спектроскопии и апробированных на результатах нейтронно-активационного метода и данных хромато-масс-спектрометрического метода с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS). Освещен вопрос оценки изменения содержания урана в результате его перераспределения в толщах сланцевых пород. Как известно, процессы привноса-выноса урана могут быть следствием метаморфизма, метасоматоза, влияния на породы, а также следствием переотложения кор выветривания и кислотного выщелачивания пород гидротермальными водами (Юричев, 2015). Показано, что данные метода ИК-спектроскопии служат дополнительным контролем проявления тех или иных процессов в осадочных породах.

Обзор литературы

Исследования девонских отложений Ухтинской антиклинальной складки проводились многими исследователями как с точки зрения их рудоносности, так и нефтеносности. Обобщение этих результатов опубликовано в ряде работ (Завьялов, 1966; Захаров, Козулин, 1979; Неручев, Рогозина, 1986; Сиваш, Берг, 2010; Берг, Сиваш, Богданов, 2012; Енцов, 2013; Юманов и др., 2013; Пармузин и др., 2016).

К основным особенностям геологического состава и строения отложений девона относятся их несогласное залегание на метаморфизованных сланцевых породах фундамента позднерифейского-ранневендского возраста и полное отсутствие отложений нижнего девона, наличие признаков активного вулканизма в морском бассейне в девонский период, с чем связано образование в отложениях джъерского горизонта туффитов и туфовых слоев, а также образование высокоуглеродистых кремнистых пород, выделенных в доманиковую свиту (Завьялов, 1966; Юманов и др., 2013, рис. 2).

В соответствии с местной промысловой номенклатурой по Ухтинской складке к перспективным объектам относятся: базовые песчаники среднего-верхнего девона или пласт III, продуктивный на Ярегском месторождении на титан; тонко- и мелкозернистые до крупнозернистых и гравелитистых песчаники верхнего девона – в верхней части джьерской свиты (нефтеносные пласты II и II Б) и песчаные породы в верхней части тиманской свиты (пласты А и I), которая отличается от подстилающих отложений более глинистым составом (Захаров, Козулин, 1979; Енцов, 2013).

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Индекс	Литологическая колонка	Мощность, м	Характеристика подразделений	
Д Е В О Н С К И Й	В Е Р Х Н И Й	Ф Е Р А Н С К И Й	ВЕРХНИЙ	ЛИВЕНСКИЙ	D_3lh		106,2–201,6	Ухтинская свита. Сульфатная толща. Глины и гипсы с прослоями ангидритов, известняков, мергелей, доломитов, в основании песчаники. Подсульфатная толща. Переслаивание глин, мергелей, известняков, доломитов, внизу прослой песчаников. <i>Theodossia ischmensis</i> Nal., <i>Gipsella polkvoii</i> Eg., <i>Buregia krestovnikovi</i> Pol., <i>Polygnathus politus</i> Ovnat.	
				ЕВЛАНОВСКИЙ	D_3ls		70,4–193	Сирачойская свита. Известняки с пачками мергелей и глин, доломиты, прослой песчаников. <i>Adolfia siratschoica</i> (Ljasch.), <i>Theodossia uchtensis</i> Nal., <i>Palmatolepis gigas</i> Mill. et Young., <i>Amphissites irinae</i> Gleb. et Zasp., <i>Bicornellina bolchovitinae</i> Zasp.	
				СИРАЧОЙСКИЙ	D_3sc		74,3–237	Ветласьянская свита. Глины и аргиллиты с прослоями и пачками известняков, мергелей, в нижней части – прослой песчаников и алевролитов. <i>Nervostrophia latissima</i> (Bouch.), <i>Palmatolepis gigas</i> Mill. et Young., <i>Schweyerina normalis</i> Zasp., <i>Bicornellina bolchovitinae</i> Zasp.	
				ВЕТЛАСЬЯНСКИЙ	D_3vt		25–107,5	Лыаельская свита (D_3lv). Глины с прослоями известняков, битуминозные и кремнистые. <i>semilukiana</i> Nal., <i>Manticoceras intumescens</i> (Beyr.), <i>M. cordatum</i> (Sand.)	
			СРЕДНИЙ	ДОМАНИКОВЫЙ	D_3dm		24–69,6	Доманиковская свита. Известняки, мергели и сланцы, стяжения кремней, прослой и пачки глин. <i>Ponticeras uchtense</i> (Keys.), <i>Proboloceras domanicense</i> (Holz.), <i>Polygnathus timanicus</i> Ovnat., <i>Ancyrognathus primus</i> Ji, <i>Entomozone (Richter) distincta</i> Pol.	
				САРГАЕВСКИЙ	D_3sj		4,4–181	Устьярская свита. Глины и аргиллиты, прослой мергелей, известняков, в основании – песчаники. <i>Hypothyridina calva</i> Mark., <i>Eleutherozoon novosibirica</i> (Toll), <i>Ancyrodella rotundiloba</i> (Bryant), <i>Komiceras stuckenbergi</i> (Holz.), <i>Timanites keyserlingi</i> Mill., <i>Cavellina chvorostanensis</i> Pol., <i>Entomozone (Richter) scabra</i> Pol.	
			НИЖНИЙ	ТИМАНСКИЙ	D_3tm		0–137,5	Тиманская свита. Глины и аргиллиты с прослоями песчаников, алевролитов, редко конгломератов и известняков. <i>Uchtopirifer nalivkini</i> Ljasch., <i>U. timanicus</i> Ljasch., <i>Ancyrodella binodosa</i> Uyeno, <i>Ornatella multiplex</i> Rozhd., <i>Cavellina devoniana</i> Eg.	
				ДЖЕБЕРСКИЙ	D_3dz		0–114	Ярегская толща. Базальты, туфы и туффиты, прослой и пачки аргиллитов, песчаников, алевролитов. Мощность 0–120,9 м. Терригенная толща. Песчаники, аргиллиты, прослой и линзы конгломерато-брекчий. <i>Cristatospirites triangularis</i> (Allen) Mc. Gregor et Comfield, <i>Cheilinospora concinna</i> Allen. Мощность 0–45 м.	
			СРЕДНИЙ	ЖИВЕТСКИЙ	D_2zb		0–114	Чибьюская свита. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, в основании – прослой конгломератов. <i>Archaeozonitrites extensus</i> Naum., <i>Hymenozonitrites polymorphus</i> Naum.	
			НИЖНИЙ	ЭЙФЕЛЬСКИЙ	D_2eb		1772	Лунжовская свита. Сланцы кварц-хлорит-серицитовые, серицит-хлорит-кварцевые, углеродистые, флюидоидные алевро-песчано-сланцевые отложения, прослой и пачки кварцопесчаников. <i>Bavlinella faveolata</i> Schep., <i>Asperatopsophosphera magna</i> Schep.	

Рис. 2. Стратиграфическая колонка разреза венда – верхнего девона в пределах Ухтинской антиклинальной складки (Использованы картографические материалы Ф.Л. Юманова, Н.С. Сиваш, Н.Ф. Иванова и др., масштаб 1:200 000, лист Р-39-VI) (Юманов и др., 2013).

Радиогеохимические методы входят в состав поисково-оценочных и разведочных работ на углеводороды, рудные тела и алмазы. В практике радиогеохимических и геохимических исследований широко применяются расчетные показатели, определяемые на основе отношений значений той или иной величины. По литературным данным, для осадочных пород установлены следующие значения показателя торий-уранового отношения (Th/U): кремнистые породы – 0,7, карбонатные породы – 1,1, глины и глинистые сланцы – 2,2, песчаники – 3,4 (Григорьев, 2003). В целом, наиболее высоким значением показателя Th/U (>7) обладают осадочные отложения прибрежно-морских фаций и грубозернистые окисленные породы, тогда как глинистые и карбонатные отложения характеризуются низкими значениями показателя (<1–3). Минимальные значения показателя Th/U установлены в вулканогенных образованиях океанских впадин (<2), а его максимальные значения – в редкометалльных гранитах и некоторых типах щелочных пород (от 5 до 10 и выше). В метаморфических породах значения показателя Th/U зависят от степени метаморфизма. В породах эклогитовой и гранулитовой фаций они изменяются в диапазоне от 1 до 3, в породах эпидот-амфиболитовой фации – от 3 до 5 (Геологический словарь, 1973).

Вместе с тем, существуют ограничения для более широкого применения радиогеохимических методов в поисковой геологии. Они связаны как с особенностями

геохимии урана (образование органометаллических соединений, переменная валентность и др.), так и с большими трудозатратами при исследовании изотопов радиоактивных элементов.

Установленная корреляционная зависимость в сланцах, доманиковых фациях, между ураном и органическим веществом (Неручев, 1982) дает ключ к оценке ряда геологических процессов по изменению содержания этих компонентов в породе.

Результаты исследования зависимости содержания урана (Суханов и др., 2014) от содержания органического вещества в диктионемовых сланцах Ленинградской области различной зрелости привели к следующим заключениям: уран-238 содержится преимущественно в органическом компоненте диктионемовых сланцев; содержание тория-232 составляет менее 10 % от содержания урана-238, который является основным источником радиоактивности диктионемовых сланцев; между содержанием урана-238 и зрелостью органического вещества в исследуемых образцах диктионемовых сланцев прослежена обратная корреляция, т.е. чем более зрелое органическое вещество (ОВ), тем меньше в нём содержится урана-238 и продуктов его распада. На основании установленной обратной корреляции между содержанием урана-238 и зрелостью органического вещества сделано предположение о том, что радиоактивность не могла быть основным фактором более интенсивного созревания ОВ в отдельных

прослоях диктионемовых сланцев. Зрелость отдельных прослоев сланцев на 1,5–2,0 градации катагенеза выше (по сравнению с другими пластами сланцевой толщи) объясняется влиянием гидротермальных растворов с растворенным в них кремнезёмом. Наличие кремнезёма прослеживалось по интенсивной полосе с двумя максимумами – при 800 и 780 см⁻¹, что вызвано колебаниями SiO-связей в кремнезёме. При этом отношение интенсивностей полос поглощения кремнезёма к интенсивностям полос поглощения органического вещества в разных образцах оказывалось постоянным. Это возможно только при встраивании кремнезёма в структуру органического вещества граптолитов при гидротермальном воздействии. Аналогичные данные по скачкообразному изменению степени зрелости органического вещества прослежены в разрезе доманикового горизонта в пределах южной части Колвинского метавала Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (Прищепа, Суханов, Макарова, 2014).

Данная работа является продолжением изучения разновозрастных сланцев гамма-спектроскопическим и ИК-спектроскопическим методами. Хорошо известно, что к началу циклов уранонакопления приурочены отложения, обогащенные рядом металлов (Неручев, 1982). В отложениях доманика Ухтинского района прослежена положительная корреляция между содержанием урана и содержанием ванадия, также выявлена положительная корреляция между содержанием тория и содержанием редкоземельных элементов (Лаптев и др., 2017).

Для повышения эффективности результатов исследований геологических объектов авторами статьи в более ранних работах (Макарова и др., 2015; Makarova, 2017) предложен комплекс геолого-геофизических и геохимических методов. Гамма-спектроскопический метод входит в этот комплекс как один из первоочередных экспрессных методов. С учетом важности вопроса остановимся подробнее на результатах более ранней публикации авторов

статьи. В ней приведена апробация применения показателя AU/ATh (отношение активности урана к активности тория) на примере изучения доманиковых отложений из глубокой скважины (табл. 1).

Следует отметить некоторые преимущества показателя AU/ATh. Он отличается от рассмотренного выше ториево-уранового отношения (Th/U) значительно большим диапазоном изменения значений – от 0,4 до 75,0, а также характеризует процессы, связанные с поступлением и накоплением урана. В результате по распределению значений AU/ATh по разрезу удается выделять уровни с повышенным содержанием урана. В комплексе с данными по гамма-каротажу эти уровни являются реперными рубежами пяти циклов уранонакопления в доманиковом морском бассейне. Они уверенно сопоставляются с пятью этапами повышенной интенсивности накопления урана в стратотипическом разрезе доманика (Ухтинский район) (Неручев, 1982; Макарова и др., 2015).

Определение путей поступления металлов в отложения и установление характера их распространения в высокоуглеродистых толщах является весьма актуальной задачей при поиске залежей углеводородов и рудных тел. Частично эта задача решается при определении металлов в составе флюидов трещиноватых зон (Горобец и др., 2018). В результате миграции и разгрузки флюидов по разломам и в зонах повышенной трещиноватости накапливаются уран, редкие и рассеянные металлы. В связи с этим, отметим важное значение работ Н.С. Сиваш с соавторами (Сиваш, Берг, 2010; Берг, Сиваш, Богданов, 2012; Сиваш, Макарова, Муравьева, 2016) с убедительными геологическими доказательствами миграции глубинных рудоносных растворов и углеводородов по единым каналам. В них на модели геофлюидальной системы (на примере Ухтинского района) показано, что наличие флюидопроводящих каналов является одним из определяющих факторов, благоприятных для образования как скоплений нефти, так и рудопроявлений.

№ п/п	Глубина, м	Порода	НОП, %	ГК(мкр/ч)/ A(U)(Бк)	A(U)/ A(Th)	U(10 ⁻⁴ %)/ C _{орг} (%)	Уровень повышенной активности и содержания U	Циклы поступ- ления U
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	3228,3	мергель	20,98	0,25	6,2	2,6	5	V
2	3230,1	аргиллит	72,11	н.д.	н.д.	1,7	4*	IV
3	3232,2	карбонатно-кремнистая	67,32	4,88	1,5	0,5		III
4	3234,1	карбонатно-кремнистая	69,72	0,49	1,15	1,1		
5	3235,5	силицит	87,9	0,81	2,3	3,2		
6	3237,4	аргиллит	н.д.	0,34	3,5	н.д.		
7	3238,1	карбонатно-кремнисто-глинистая	58,28	0,45	6,0	1,7	3-а	
8	3239,9	аргиллит	70,05	0,21	0,6	1,5		II
9	3240,7	аргиллит	75,02	0,19	3,9	1,9	3	
10	3242,0	карбонатно-глинистая	77,74	0,57	9,2	0,7		
11	3243,9	аргиллит	73,45	0,51	0,7	0,2		
12	3246,3	мергель	42,31	1,80	12,0	0,2		
13	3246,9	карбонатно-глинистая	53,49	0,29	75,0	0,9	2	I
14	3248,4	аргиллит	75,16	0,40	1,2	0,7		
15	3249,5	силицит	80,21	1,32	1,0	0,4		
16	3250,0	мергель	12,79	1,16	0,4	3,4		
17	3250,2	карбонатно-глинистая	52,26	0,06	2,0	4,3	1	

Табл. 1. Результаты изучения радиоактивности пород доманикового горизонта по данным гамма-каротажа, активностям урана и тория в керне (Макарова и др., 2015, с дополнениями). * – уровень определен по значениям радиоактивного каротажа, 3-а – подуровень поступления урана в III цикле. НОП – нерастворимый осадок породы, ГК – значения гамма-каротажа в скважине.

Материалы и методы

Представляемые авторами статьи материалы содержат результаты комплексного изучения девонских и доманиковых отложений из четырех обнажений и четырех скважин, которые приведены на карте донеогеновых образований Ухтинской складки (рис. 1).

Реперные образцы сланцев из эталонной коллекции авторов статьи стали основой для разработки гамма-спектроскопическим методом новых показателей. Образцы экспериментально изучены несколькими методами, и по ним получены взаимодополняющие гамма-спектроскопические, ИК-спектроскопические, геохимические данные. Материалы и образцы из старых скважин, пробуренных в 60-е годы прошлого века, для исследований любезно предоставила Н.С. Сиваш. Следует отметить, что наиболее древние породы (метаморфизованные сланцы и перекрывающие их песчаные и глинистые породы) в скважинном материале не имеют четкой фаунистической характеристики. В связи с этим они отнесены, соответственно, к верхнему рифею-нижнему венду и к среднему-верхнему девону по положению в разрезе. Вышерасположенные в разрезе образцы доманиковой свиты представлены наиболее широко. Они отобраны нами из карьеров «Лесник», «Ярега», «Кербадиль» и «Ветласян» совместно с Н.С. Сиваш в 2015–2016 годах. Таким образом, в статье сопоставлены новые данные по единичным сохранившимся образцам из скважин и более представительной коллекции образцов доманиковой свиты из карьеров.

Метод гамма-спектрологии. В методической части данной работы представлены характеристики 7 реперных образцов сланцевых пород. По ним проведен анализ значений торий-уранового отношения по значениям активности и предложены два новых показателя:

- показатель отношения активности урана к активности тория, переведенный в г/г;
- показатель накопления урана-тория.

Измерения образцов пород (навеска не менее 50 г) проводится на гамма-спектрометре с полупроводниковым HPGe-детектором с чувствительным объемом 51 см³.

Апробированный ранее показатель отношения активности урана к активности тория (AU/ATh) определяется по интенсивностям гамма-линий в распаде дочерних нуклидов в цепочках распада тория и урана.

Предложенный нами методический подход для применения новых показателей состоит в пересчете значений активностей урана и тория (Бк) в общепринятые для геохимических исследований величины – в весовые показатели содержания урана и тория (г/т). Гамма-спектроскопические данные для определения весового содержания урана, тория и калия (г/т) по отношению интенсивностей гамма-линий приведены в таблице 2.

Полученные расчетные величины рассматриваемых показателей для реперных образцов сланцев разных стратиграфических уровней и их интерпретация приведены в таблице 3.

Показатель U/Th . В обогащенных органическим веществом осадочных породах среднее значение содержания урана относится к среднему значению содержания тория как один к трем (1:3) (Макарова, Грохотов, 2017).

Данное соотношение справедливо для определенных «равновесных» состояний. Это соотношение нарушается при накоплении в осадке значительного количества сингенетического органического вещества и связанного с ним аутигенного урана (U_a). Процессы накопления аутигенного урана контролируются значениями показателя U/Th более 0,3 (от 0,4 до 14,6).

Близкие к 0,3 значения показателя U/Th отражают равновесие между содержанием поступающего в зону осадконакопления урана и тория.

Нуклид	E_γ , кэВ	$T_{1/2}$, 10 ¹⁷ , сек	P, %	ε , %
²³⁸ U	63,29	1,4	4,8	1,0
²³² Th	911,21	4,4	2,58	0,5
⁴⁰ K	1460,82	0,94	10,66	0,4

Табл. 2. Гамма-спектроскопические данные для определения весового содержания урана, тория и калия (г/т). E_γ – энергия гамма-линий (кэВ), $T_{1/2}$ – период полураспада (сек), P – число гамма-квантов на распад, ε – абсолютная эффективность.

№ обр	U г/г	Th г/г	Th/U	Интерпретация значений Th/U	U/Th	Интерпретация значений U/Th	PN_{U-Th} , г/г	Интерпретация значений PN_{U-Th}
1	2	3	4	5	6	7	8	9
3г	7	24	3,4	превышение кларковых значений, песчаники, повышение щелочности, метаморфизм	0,3	обогащение пород U и Th, общий источник минерализации	-1,0	интенсивность накопления урана отстает от накопления тория
1г	4	11	2,8	аргиллиты	0,4	обогащение пород U и Th	0,4	сорбция U_a
55г	3	4	1,3	карбонатные породы	0,7	обогащение пород U	1,7	накопление U_a
7г	7	9	1,3	карбонатные породы	0,8	обогащение пород U и Th	4,0	накопление U_a
13г	26	16	0,6	Кремнистые породы	1,6	эндогенный источник поступления U и Th (трещины)	20,7	накопление U_a Кк>10
6г	8	3	0,4	Кремнистые породы	2,6	эндогенный источник поступления U (трещины)	7,0	Накопление U_a
3сг	44*	3	<0,1	Кремнистые породы	14,6	эндогенный источник поступления U (разлом)	43,0	накопление U_a Кк>20

1г, 3г, 6г, 7г, 13г – рифейские сланцевые породы; 55г – доманик, 3сг – верхняя юра, баженовская свита; PN_{U-Th} – показатель относительного накопления урана-тория; U_a – уран аутигенный; Кк – коэффициент концентрации U по отношению к кларку в земной коре.

Табл. 3. Содержание урана и тория в реперных образцах высокоуглеродистых пород по гамма-спектроскопическим данным

Значения показателя U/Th менее 0,3 свидетельствуют о выносе урана. Такие значения не установлены среди обогащенных органическим веществом реперных образцов сланцевых пород, но характеризуют подстилающие домики породы.

Таким образом, показатель U/Th (уран-ториевое отношение) применяется для определения уровней с повышенным содержанием урана, связанным с циклами ураноаккумуляции.

Показатель относительного накопления урана-тория ($ПН_{U-Th}$). Данный показатель применяется для оценки содержания урана по отношению к торию в катагенетически и метаморфически преобразованных сланцевых породах.

В природных условиях величина общего количества урана зависит от разных факторов и включает уран разного происхождения. Содержание общего урана в породе складывается из содержания минерализованного урана и аутигенного урана. Количество аутигенного урана складывается из содержания осаждающегося из морских вод растворенного урана и урана в составе органических остатков отмирающей биоты.

Расчет содержания общего урана проводится по формуле (Макарова, Грохотов, 2017):

$$U_{\text{Общий}} = U_{\text{Аутигенный}} + 1/3 \cdot Th. \quad (1)$$

В общем виде процессы относительного повышения или понижения содержания урана относительно тория оцениваем по значениям показателя $ПН_{U-Th}$, который определяется по следующей формуле:

$$ПН_{U-Th} = U_{\text{Общий}} - 1/3 \cdot Th. \quad (2)$$

Величины показателя $ПН_{U-Th}$ изменяются в широком диапазоне от отрицательных до положительных значений:

- значения показателя $ПН_{U-Th} > 0$ характеризуют процессы накопления урана относительно тория;
- значения показателя $ПН_{U-Th} < 0$ характеризуют процессы понижения содержания урана относительно содержания тория.

Отрицательные значения показателя иллюстрируют, на какую величину содержание урана отстает от содержания тория при среднем отношении урана к торию, равному 1:3. Причина относительно пониженного содержания урана может быть связана с разными процессами. К основным из них относятся:

- переход связанного урана в растворимые формы и его вынос из пород гидротермальными растворами;
- формирование условий, неблагоприятных для осаждения урана по сравнению с торием;
- процессы накопления тория в результате разрушения кор выветривания относительно содержания урана.

Дополнительно для апробации предложенных показателей U/Th , $ПН_{U-Th}$ проведено сравнение расчетных значений разными методами. Мы привлекли для сопоставления данные энергодисперсионного анализа (Спектроскан МАКС-GV), данные хромато-масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) и данные нейтронно-активационного метода, полученные нами ранее (Горобец и др., 2018).

Метод ИК-спектроскопии. Метод инфракрасной спектроскопии применяется для уточнения вопроса: с каким именно процессом связаны отрицательные значения показателя $ПН_{U-Th}$, а также для оценки степени

преобразованности органического вещества в разновозрастных сланцах.

Измерения образцов пород проведены на Фурье ИК-спектрометре ФСМ-2202 по стандартной методике с приготовлением прессованной таблетки порошка породы в смеси с КВг. В смеси содержание порошка пород составляет 1 мг и относится к содержанию бромида калия как 1:300.

Интерпретация графиков ИК-спектров проведена с предварительным их нормированием на спектр бромида калия для исключения влияния примесных компонентов в воздухе. ИК-спектры измерены в диапазоне волновых чисел от 4000 до 400 см^{-1} .

При интерпретации на графике ИК-спектров рассматриваются два диапазона волновых чисел.

Первый рассматриваемый нами диапазон находится в области волновых чисел от 3100 см^{-1} до 2800 см^{-1} . Появление полос поглощения в этих диапазонах свидетельствует о наличии связей $-CH_2$ и $-CH$ групп в составе органических веществ (Тарасевич, 2012).

В основе оценки степени метаморфизма, качества углей лежит измерение интенсивности оптического поглощения волновых чисел в области 4000 см^{-1} , 3040 см^{-1} , 2920 см^{-1} , 2860 см^{-1} , 2000 см^{-1} (Иванов, 2016). Мы допускаем также возможность применения одного из наиболее простых показателей метаморфизма для сравнительной оценки степени преобразованности органического вещества образцов из доманиковой свиты и из сланцев рифея без их предварительной деминерализации. Из нескольких показателей качества углей нами выбран показатель, «отражающий отношение количества ненасыщенных $CH_{\text{нн}}$ и алифатических CH_2 связей в молекулярной структуре сланцев» (Иванов, 2016). По аналогии с определением метаморфизма в углях, степень преобразованности сланцев определяется по отношению интенсивностей волновых чисел двух полос поглощения 3040 см^{-1} и 2920 см^{-1} . Этот показатель обозначен как $ПП_{3040/2920}$ и оценивается в условных единицах (ед.).

Второй диапазон волновых чисел от 3700 см^{-1} до 3600 см^{-1} соотносится с гидроксильными группами (ОН) глинистых минералов каолининовой группы.

Интенсивные полосы поглощения с максимумами в области волновых чисел 3696 см^{-1} и 3620 см^{-1} являются признаками присутствия каолинита в образцах (Плюснина, 1967; Плюснина, 1977; Руми и др., 2018). В наших спектрах отмечается сдвиг максимума 3696 см^{-1} на 2 см^{-1} . Полосы поглощения в области волновых чисел 3670–3652 см^{-1} рассматриваются некоторыми специалистами как наиболее чувствительные к возмущениям водородных связей, обусловленных влиянием разных факторов, в т.ч. и гидротермальных (Сергеева, 2018; Дятлова, Бобкова, Сергиевич, 2019).

Для оценки изменения глинистой составляющей пород в результате гидротермальной проработки применяется расчетный параметр отношения интенсивностей полос поглощения в области волновых чисел 3696 см^{-1} и 3620 см^{-1} . Такой показатель, аналогично радиографическому индексу Хинкли, позволяет выявить закономерности изменения степени упорядоченности кристаллической структуры каолининовых минералов (Плюснина, 1967; Дятлова и др., 2019). По экспериментальным данным установлено, что

чем выше значения этого отношения, тем совершеннее структура каолининовых минералов (Плюснина, 1967; Дятлова и др., 2019). В наших материалах отмечается сдвиг максимума волнового числа на 2 см^{-1} . Применяемый нами показатель обозначен как $PK_{3698/3620}$. Он также измеряется в условных единицах.

Результаты

На примере 19 образцов пород из девонских отложений и нерасчлененных отложений верхнего рифея – нижнего венда Ухтинского района проведена апробация применения новых показателей и их комплексный анализ с данными ИК-спектроскопии.

По данным о распространении урана и тория, приведенным в таблице 4, установлено, что образцы сланцев верхнего рифея-нижнего венда (R_3-V_1), пограничных отложений среднего девона-верхнего девона ($D_2-D_3dž$) джьерской свиты ($D_3dž$) существенно отличаются от вышележающих толщ доманиковой свиты (D_3dm). Они также отличаются по значениям показателей Th/U , U/Th и PN_{U-Th} .

В ряде изученных образцов по данным анализа ИК-спектров установлено наличие каолининовых глин (табл. 4, графа 4). Как будет показано ниже, каолининовые глины и их структурные особенности являются важными показателями ряда геологических и геохимических процессов.

На графике ИК-спектра образца каолининовых глин №19/37 (рис. 3, а) приведены полосы поглощения в области волновых чисел 3698 см^{-1} , 3670 см^{-1} , 3652 см^{-1} , 3620 см^{-1} , которые обусловлены колебаниями связей гидроксильных групп (рис. 3, б).

По данным ИК-спектроскопии в графе 10 таблицы 4 приведены значения показателя преобразованности органического вещества (показатель $ПП_{3040/2920}$).

В графе 11 таблицы 4 приведена характеристика кристалличности каолининовых глин (показатель $PK_{3698/3620}$). Изменение этих показателей не имеет четкой зависимости от состава и возраста образцов.

Обсуждение результатов

В таблице 4 в графе 9 по распределению значений показателя PN_{U-Th} прослеживается разделение разреза на две части.

В нижней части разреза (R_3-V_1lv , $D_2-D_3dž$, $D_3dž$) преобладают отрицательные значения показателя PN_{U-Th} – от $-4,3$ до $-0,2$. В верхней части разреза (за единичными исключениями) преобладают положительные значения этого показателя ($1,6-5,2$). Это означает, что в нижней части разреза преобладает торий, а в его верхней части преобладает уран. Хорошо известно, что торий, как и уран, накапливается в кислых изверженных породах, а в глинах и сланцах содержание тория близко к кларку.

Свита, индекс	№ обр.	Порода	КГ*	U, г/т	Th, г/т	Th/U	U/Th	PN_{U-Th} , г/т	$ПП_{3040/2920}$	$PK_{3698/3620}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
D_3vt	Кв/7в	кремнисто-глинисто-карбонатная	КГ	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	5,0	0,8
D_3vt	15/2	кремнисто-глинистая	-	4,2	1,4	0,3	3,0	3,7	1,2	0,7
D_3dm	15/6	карбонатно-кремнистая	КГ	4,5	20,4	4,5	0,2	-2,3	8,2	1,1
D_3dm	Кк/2м	кремнисто-глинистая	-	5,7	1,4	0,2	4,0	5,2	1,8	0,3
D_3dm	Кк/4с	глинисто-кремнистая	КГ	4,5	0,7	0,1	6,4	4,3	1,9	0,7
D_3dm	Кл/133	глинисто-карбонатно-кремнистая	КГ	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	3,6	1,2
D_3dm	Кя/6н	глинисто-карбонатно-кремнистая	КГ	2,8	0,2	0,1	14,0	2,7	0,1	0,7
D_3dm	Кя/7н	известняк	-	2,6	0,7	0,3	3,5	2,5	0,3	н.о.
D_3dm	Кя/8с	карбонатно-кремнистая	-	н.о	н.о	н.о	н.о.	н.о.	0,3	н.о.
D_3dm	Кя/8н	глинисто-кремнисто-карбонатная	-	2,7	3,2	1,2	0,8	1,6	0,1	н.о.
D_3dm	Кя/9н	глинисто-кремнисто-карбонатная	КГ	2,2	7,1	3,2	0,3	-0,1	0,3	0,7
D_3dm	Кя/10н	кремнисто-карбонатная	-	4,9	3,6	0,7	1,2	3,7	0,2	н.о.
D_3dm	Кя/11н	глина	КГ	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	0,3	0,3
$D_3dž$	1004	песчаник	-	3,7	11,8	3,1	0,3	-0,2	н.о.	н.о
$D_3dž$	1-НШ-26/35а	глина (цемент)	КГ	н.о	н.о.	н.о	н.о.	н.о.	1,0	0,8
$D_2-D_3dž$	19/37	глина	КГ	2,4	19,0	7,9	0,1	-3,9	10,5	1,1
$D_2-D_3dž$	19/49	глина	КГ	1,5	17,5	11,2	0,1	-4,3	4,0	1,1
R_3-V_1lv	19/61	сланец	-	2,7	21,0	7,1	0,1	-4,3	6,8	н.о.
R_3-V_1lv	19/63	сланец	-	2,2	8,7	3,9	0,3	-0,7	0,6	н.о.

Табл. 4. Характеристика высокоуглеродистых образцов пород и вмещающих отложений по данным ИК-спектроскопического метода, нейтронно-активационного и метода ICP MS. КГ – каолининовая глина; «-» – отсутствие признака; н.о. – нет определений; $ПП_{3040/2920}$ – показатель преобразованности органического вещества; $PK_{3698/3620}$ – показатель кристалличности каолининовых глин; PN_{U-Th} – показатель относительного накопления урана – тория. Номера скважин, номера и названия карьеров приведены в условных обозначениях к рис. 1.

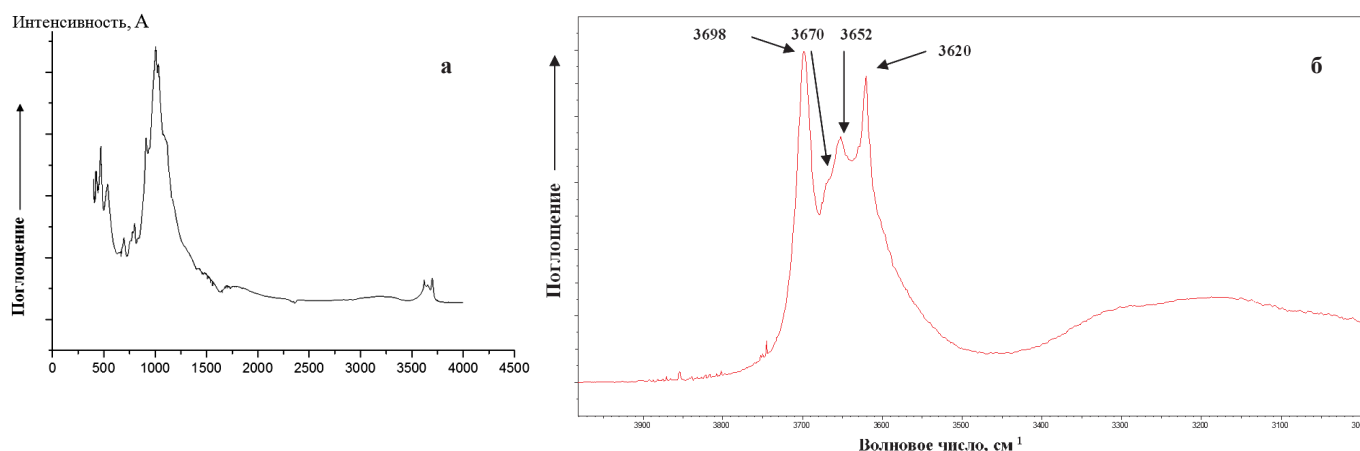


Рис. 3. ИК-спектр поглощения каолиновой глины: а – общий вид ИК-спектра поглощения каолиновой глины в диапазоне волновых чисел 4000–400 см^{-1} ; А – безразмерная величина, отражающая интенсивность поглощения; б – часть ИК-спектра в диапазоне 4000–3000 см^{-1} с максимумами полос поглощения в области волновых чисел 3698 см^{-1} , 3670 см^{-1} , 3652 см^{-1} , 3620 см^{-1} , характерных для колебаний связей ОН-групп каолиновых глин (образец 19/37).

Чем же тогда могут быть обусловлены различия в содержании тория и урана в пределах изучаемого стратиграфического диапазона? По всей вероятности, их повышенное или пониженное содержание контролируется кислотно-щелочными параметрами и окислительно-восстановительными условиями среды. Торий относится к группе малоподвижных элементов – комплексообразователей и гидролизатов (а именно: Ti, Cr, Th, Ga, Sc и др.). Эти элементы частично мигрируют в сильноокислых и сильнощелочных водах. Кроме того, торий в земной коре участвует в постмагматических высокотемпературных гидротермальных процессах.

Уран относится к группе анионогенных элементов (а именно: V, U, Mo, Au и др.), подвижных в окислительной обстановке и инертных в восстановительной (Перельман, Касимов, 1999).

То есть, если поступление тория и урана в породах связывается с кислым магматизмом и последующими гидротермальными процессами, то их повышенное или пониженное содержание контролируется кислотно-щелочными параметрами и окислительно-восстановительными условиями среды. В подтверждение этого можем отметить, что на сопредельной территории с районом работ в нижней части разреза D₂-D₃dž с повышенным содержанием тория выявлено не только месторождение титана, но также повышенные содержания Cr, Ga, Sc и других элементов в породах. В перекрывающей доманиковой свите в породах, наряду с повышенными значениями урана, отмечаются повышенные содержания V, Mo, Au (Завьялов, 1966; Юманов и др., 2013). В частности, в донных пробах р. Нижняя Чуть определено самородное золото, а для района Ухтинской складки проведена предварительная оценка ресурсов ванадия (Юманов и др., 2013).

Наиболее древние породы отличаются высоким содержанием тория, изменяющимся от 8,7 до 21,0 г/т. Значения торий-уранового отношения также высокие (3,9–11,2). Как это было показано выше, значения более 7 соответствует окисленным породам и породам, формирующимся в прибрежно-морских фациях, а значения показателя 3–5 отвечают метаморфизованным породам.

По показателю U/Th рассматриваемый интервал разреза имеет самые низкие значения – 0,1–0,3, что, в

совокупности с данными по содержанию тория, свидетельствует о преимущественном накоплении тория.

Здесь же показатель $ПН_{U-Th}$ характеризуется низкими отрицательными значениями, которые изменяются от –4,3 до –0,7 г/т. Отрицательные значения показывают более медленное накопление урана в сравнении с накоплением тория, когда происходит «отставание» накопления урана от тория с учетом среднего соотношения этих элементов в породе 1:3.

Это также подтверждает преимущественное накопление тория по сравнению с ураном.

В образцах из доманиковой свиты содержание Th изменяется от 0,2 г/т до 7,1 г/т; содержание урана изменяется от 2,2 г/т до 5,7 г/т.

По торий-урановому отношению большинство образцов доманиковой свиты и один образец ветласянской свиты характеризуются очень низкими значениями, менее 1, что отражает наличие кремнезема в образцах. В трех образцах значения показателя Th/U больше 1. При этом значение показателя, равное 1,2, характеризует глинисто-кремнисто-карбонатные породы, тогда как значения, равные 3,2 и 4,5, определенные в образцах глинисто-кремнисто-карбонатных и карбонатно-кремнистых пород, по каким-то причинам не соответствуют в полной мере осадочным породам данного состава.

Отрицательные значения показателя $ПН_{U-Th}$ (–2,3 и –0,1) установлены в двух образцах (обр. №15/6, обр. №Кя/9н). Такие значения рассматриваются как количественная характеристика «отставания» накопления урана по отношению к накоплению тория при среднем соотношении этих элементов в породе 1:3.

Показатель преобразованности органического вещества ($ПП_{3040/2920}$). Значения показателя варьируют в диапазоне от 0,1 до 10,5.

Образцы из карьера «Ярега» (обр. №№ Кя/6н, Кя/7н, Кя/8н, Кя/8с, Кя/9, Кя/10н, Кя/11н) характеризуются низкими значениями показателя преобразованности органического вещества 0,1–0,3.

В доманиковой свите относительно высокие значения (1,8–3,6) установлены в единичных образцах из карьеров «Ветласян» (обр. № Кв/7в), «Лесник» (обр. № Кл/133), «Кербадиль» (обр. №№ Кк/2м, Кк/4с).

Наибольшие значения данного показателя – 8,2 и 10,5 – определены в ИК-спектрах из образцов каолинистых глин доманикового горизонта и из глин джьерского горизонта.

Следует отметить, что образец каолинистой глины из отложений ветласянской свиты верхнего девона (обр. № Кв/7в) по параметру преобразованности органического вещества имеет высокое значение – 5,0, сопоставимое со значением показателя преобразованности органического вещества в метаморфически измененном сланце (6,8). Мы предполагаем, что наличие каолинистых глин может быть признаком влияния на породы гидротерм, в результате которых органическое вещество верхнего девона ветласянского горизонта более сильно преобразовано, чем в подстилающих отложениях доманикового возраста. В неизмененных гидротермами породах значения показателя преобразованности органического вещества зависят от состава разновозрастных пород: более низкие значения показателя прослеживаются в известняках и глинах, а более высокие – в кремнистых породах.

Характеристика каолинистых глин по показателю кристалличности (показатель $PK_{3698/3620}$). Значения, характеризующие каолинистые глины по степени их структурных особенностей, степени совершенства кристаллической структуры, изменяются от 0,3 до 1,2. Наименьшие значения показателя, равные 0,3, определены в преимущественно глинистых породах доманиковой свиты (обр. № К_к/2м).

Наибольшие значения показателя 1,1 и 1,2 установлены в глинах D₂-D₃dž и глинисто-карбонатно-кремнистых образцах доманиковой свиты.

Из представленных данных в таблице 4 следует, что значения 0,7–0,8 распространены по всему девонскому разрезу, т.е. они не зависят от возраста и литологического состава пород. По нашему мнению, такой характер распространения данного показателя по изученным образцам может быть связан с наложенными гидротермальными процессами.

Образование каолинистых глин обычно связано с разрушением кор выветривания и переотложением глинистых минералов. Вместе с тем, по последним данным, новообразование каолинита происходит и в случае современных гидротермальных процессов (Чернов и др., 2019). Кроме того, экспериментально показано, что для «всех каолинов» индекс кристалличности каолинита (индекс Хинкли) повышается в результате гидротермального воздействия (Евтушенко и др., 2012).

Влияние низкотемпературных гидротерм в доманиковой свите наглядно проявляется в данных, полученных нами по карьеру «Кербадийель». Так, в образце доманиковой свиты № Кк/2м значение показателя кристалличности составляет 0,3, а в образце Кк/4с его значение составляет 0,7, что свидетельствует о более высокой степени кристалличности второго образца. Образцы отличаются и визуально: в первом образце проявляются признаки пластичности и отмечаются выпоты битумоидов. Эти образцы также отличаются по литологическому составу: первый образец – более глинистый, второй – более кремнистый (табл. 4). Значение показателя преобразованности органического вещества во втором образце несколько выше по сравнению с первым, т.е. 1,9. По показателю накопления

урана-тория второй образец имеет более низкое значение (4,3 г/т), чем первый образец (5,2 г/т). По нашему мнению, такие изменения в образцах, расположенных в одном разрезе, связаны с неоднозначным результатом гидротермальной проработки преимущественно глинистых и преимущественно кремнистых пород.

Обобщая результаты исследований и данных, приведенных в таблице 4, отметим следующее: каолинистые глины гидротермальной природы характеризуются сравнительно высокими значениями показателя кристалличности и показателя преобразованности органического вещества. При сопоставлении этих показателей с содержанием тория и урана отмечаются различия в их содержании в зависимости от состава пород. В терригенных отложениях прослеживаются отрицательные значения показателя накопления урана-тория – PH_{U-Th} , а в карбонатных отложениях, наоборот, установлены в основном его положительные значения. Наличие источника поступления тория в карбонатных породах девона оценивается по отрицательным значениям PH_{U-Th} и высоким значениям показателя торий-уранового отношения.

Что касается сопоставления показателей в таблице 4, таких как КГ (каолинистая глина), $PK_{3698/3620}$, $ПП_{3040/2920}$, PH_{U-Th} , то можно выявить определенную связь между ними. Существует прямая связь между наличием каолинистых глин и наименьшими (отрицательными) значениями показателя накопления урана-тория – PH_{U-Th} (от –4,3 до –2,3); при этом отмечается высокое содержание тория в породе (до 17,5–21,0 г/т), что в целом характерно для высокотемпературных гидротермальных процессов.

Одновременно с наименьшими отрицательными значениями PH_{U-Th} образцы пород характеризуются высокими значениями (от 3,6 до 10,0) показателя преобразованности органического вещества $ПП_{3040/2920}$ а также относительно высокими значениями (1,1–1,2) показателя кристалличности каолинистых глин $PK_{3698/3620}$.

В совокупности такие значения могут свидетельствовать о термическом преобразовании минеральной матрицы породы и органического вещества в результате гидротермального воздействия. Такое преобразование ведет к выщелачиванию ряда элементов и образованию пустотного пространства, т.е. к улучшению коллекторских свойств породы. Это напрямую может быть связано с наличием коллекторов в отложениях D₂-D₃dž, заполняемых углеводородными компонентами.

Сопоставляя наши материалы с результатами других исследователей, следует привести данные по характеру преобразования глин под воздействием кислого флюида гидротермальных глин современной Нижне-Кошелевской термоаномалии. Так, в приповерхностных условиях гидротермальных глин «часто формируется каолинит, отличающийся высокой дефектностью структуры, плохой окристаллизованностью частиц и их высокой дисперсностью...» (Чернов и др., 2019). Установлено, что пласты таких глин обладают довольно высокими гидрофильными свойствами и пластичностью по сравнению с хорошо окристаллизованным каолинитом в нижней части разреза. При этом пластичные глинистые слои с гидрофильными свойствами глин рассматриваются в качестве противофильтрационного экрана и геохимического барьера. Они препятствуют быстрому выносу глубинного флюида и

создают благоприятные условия для минерало- и рудообразования в современных обстановках (Чернов и др., 2019).

Таким образом, не исключается важная рудоформирующая роль каолинистых глин при наложенных гидротермальных процессах и в сходных древних обстановках.

С другой стороны, в практике нефтегазопроисловых работ в пределах Татарского свода в Республике Татарстан выявлено влияние наложенных гидротермальных процессов, которое «проявилось в формировании специфического комплекса глинистых минералов». В частности, установлено, что «повышенные значения пористости связаны с участками и интервалами пород с преобладанием каолинистой составляющей» в корях выветривания кристаллического фундамента (Сидорова, Ситдикова, 2013).

В связи с этим нами рассматривается другая важная роль гидротермальных каолинистых глин с высокой кристалличностью, а именно как признака увеличения эффективной пористости в сланцах, что актуально при выявлении вторичных коллекторов. В сланцах фундамента в районе Ухтинской складки также, как в пределах Татарского свода, установлены разломы и многочисленные трещины. Кроме того, они значительно приподняты по сравнению с прилегающей нефтегазоносной Ижма-Печорской впадиной, что также предполагает возможность миграции углеводородов по флюидопроводящим зонам и разломам. В связи с этим не исключено, что древние метаморфизованные сланцы могут стать перспективными нефтегазопроисловыми объектами.

Выводы

В данной работе обосновано применение гамма-спектроскопического метода и ряда показателей, в том числе и двух новых, в качестве надежного экспрессного инструмента для выявления факторов регионального и локального накопления урана в доманиковых и других высокоуглеродистых отложениях.

1. В методической части работы показаны широкие возможности применения гамма-спектроскопических и ИК-спектроскопических данных для выявления поисковых критериев в нефтяной и рудной геологии. Предложены новые показатели, которые, в отличие от торий-уранового отношения, позволяют определять процессы преимущественного накопления урана или тория, что дает возможность более обоснованно выявлять источники поступления этих элементов.

2. На примере отложений верхнего рифея-нижнего венда и среднего-верхнего девона Ухтинской складки проведена апробация этих показателей в комплексе с ИК-спектроскопическими данными. Показана различная информативность показателей торий-уранового отношения, уран-ториевого отношения, а также показателя накопления урана-тория для карбонатных и терригенных пород. Два последних показателя наиболее информативны для карбонатных пород верхнего девона, а торий-урановое отношение является информативным показателем преимущественно для терригенных пород.

3. По данным ИК-спектроскопического метода в разных частях разреза от верхнего рифея-нижнего венда до ветласянского горизонта верхнего девона установлено наличие каолинистых глин. Для образцов пород

получены характеристики по показателю преобразованности органического вещества ($ПП_{3640/2920}$) и показателю кристалличности каолинистых глин ($ПК_{3698/3620}$).

4. В материалах отмечаются два способа образования каолинистых глин: они могут образовываться в результате разрушения кор выветривания и гидротермальных процессов, в связи с этим важно различать эти процессы. При анализе фактического материала из скважин и обнажений на основе данных ИК-спектроскопического метода установлено, что высокие значения показателя преобразованности органического вещества в ряде случаев не зависят от возраста и состава пород. Этот факт рассматривается нами как признак гидротермального воздействия на породы среднего и верхнего девона в данном районе.

5. Выявленные нами признаки каолинистых глин, обусловленные гидротермальным влиянием, характеризуются сравнительно высокими значениями показателя кристалличности. Показатель преобразованности органического вещества для ряда образцов также повышен. При этом в терригенных отложениях прослеживаются отрицательные значения показателя накопления урана-тория $ПН_{U-Th}$, а в карбонатных отложениях, наоборот, установлены в основном его положительные значения.

6. Если в карбонатных породах верхнего девона значения показателя $ПН_{U-Th}$ отрицательны, а показатель торий-уранового отношения высокий, то можно предполагать наличие источника поступления тория, в т.ч. и в связи с размывом и переотложением более древних пород.

В целом оценка содержания урана и тория неразрушающим гамма-спектроскопическим методом в совокупности с данными ИК-спектроскопии открывает широкие возможности для выявления корреляционных зависимостей между составом пород, радиоактивными элементами и металлами, определяемыми другими методами.

Это особенно актуально ввиду того, что накопление урана в рифейских и в девонских высокоуглеродистых толщах сопровождается накоплением ряда элементов в рудогенных и бортовых концентрациях (Лаптев и др., 2017; Горобец и др., 2018).

Более подробно характеристики ассоциаций металлов с рудогенным и бортовым содержанием в разрезах Ухтинского района мы планируем представить в последующих публикациях.

Благодарности

Авторы благодарят сотрудника геологического музея Ухтинского государственного технического университета Н.С. Сиваш и старшего научного сотрудника ФГБУ НИЦ «Курчатовский институт» - ПИЯФ И.С. Окунева за предоставление материалов и оказанную помощь. Данная работа подготовлена при финансовой поддержке ООО «ПЕТРОФИЗИК» в рамках выполнения договора по теме «Обработка и интерпретация оптимизированного комплекса изучения полезных ископаемых (и рудных залежей) с применением экспрессного метода инфракрасной спектроскопии».

Коллектив авторов благодарит рецензента статьи, главного редактора журнала «Георесурсы» Л.М. Ситдикову и секретаря журнала Д.А. Христофорову за полезные советы и замечания, которые были учтены авторами в целях улучшения текста данной статьи.

Литература

- Берг Н.В., Сиваш Н.С., Богданов Б.П. (2012). Взаимосвязь сульфидной минерализации и скоплений углеводородов на примере отдельных районов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 7(3). http://www.ngtp.ru/rub/4/49_2012.pdf
- Геологический словарь. (1973). Под редакцией К.Н. Паффенгольца и др. Москва: Недра.
- Горобец С.А., Макарова И. Р., Сиваш Н. С., Лаптев Н. Н., Валиев Ф. Ф., Яфясов А. М., Соколов М.А., Зиппа А. И., Сергеев В.О., Суханов Н.А., Макаров Д. К., Михайловский В.Ю. (2018). Способ определения металлов в породах и флюидах зон трещиноватости. Патент РФ RU 2659109 от 28.06.2018.
- Григорьев Н.А. (2003). Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры. *Геохимия*, 7, с. 785–792.
- Дятлова Е.М., Бобкова Н.М., Сергеевич О.А. (2019). ИК-спектроскопическое исследование каолинового сырья Белорусских месторождений. *Проблемы недропользования*, 2, с. 143–149.
- Евтушенко Е. И., Сыса О. К., Ляшенко О. В., Новоселов А. Г. (2012). Комплексный анализ структурных изменений гидротермально-стабилизированных каолинов. *Вестник БГТУ им. В.Г. Шухова*, 3, с. 150–154.
- Завьялов В.А. (1966). Геохимия и микроэлементы доманиковых отложений Южного Притиманья. М.: Наука, 156 с.
- Захаров В.Д., Козулин А.Н. (1979). Нефть и газ Коми АССР: Сборник документов и материалов. Сыктывкар: Коми книжное издательство, 44 с.
- Иванов В.П. (2016). Комплексная оценка каменноугольно-пермских угленосных отложений и разработка промышленно-энергетической классификации ископаемых углей. *Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук*. Томск, 43 с.
- Лаптев Н.Н., Чалов Д.Ю., Чалов Ю.В., Турцевич К.Г., Зубов А.А., Горобец С.А., Голдобин А.Я., Милев В.Л., Сиваш Н. С., Сергеев В.О., Валиев Ф. Ф., Зиппа А.И., Суханов Н.А., Макаров Д.К., Макарова И. Р. (2017). Способ определения содержания ванадия и редкоземельных элементов по гамма-активности осадочных пород. Патент РФ RU 2636401 от 23.11.2017.
- Макарова И.Р., Суханов А.А., Челышев С.С., Валиев Ф.Ф., Сергеев В.О., Зиппа А.И. (2015). Физические и геофизические методы оперативного определения зон генерации и миграции углеводородов в доманикоидных породах. *Сб. докл. Междуна. конф. «Трудноизвлекаемые запасы и нетрадиционные источники углеводородного сырья»*. Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 8 с.
- Макарова И.Р., Грохотов Е.И. (2017). Определение типов доманикитов как элементов геофлюидальной системы. *Совместный семинар EAGE/SPE: Наука о сланцах. Проблемы разведки и разработки*. Москва, 2017, 4 с.
- Неручев С.Г., Рогозина Е.К. (1986). Нефтегазообразование в отложениях доманикового типа. Л.: Недра, 247 с.
- Неручев С.Г. (1982). Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 208 с.
- Пармузин Н.М., Якобсон К.Э., Вовшина А.Ю., Воинова О.А. и др. (2016). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Мезенская серия – Лист Р-39 (Сыктывкар). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 478 с.
- Перельман А.И., Касимов Н.С. (1999). Геохимия ландшафта. М.: Астрель-2000, 763 с.
- Плюснина И.И. (1967). Инфракрасные спектры силикатов. М.: МГУ, 189 с.
- Плюснина И.И. (1977). Инфракрасные спектры минералов. М.: МГУ, 175 с.
- Прищепа О.М., Суханов А.А., Макарова И.Р. (2014). Подходы к оценке доманиковых отложений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции как нетрадиционных источников углеводородов. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 9(4). https://doi.org/10.17353/2070-5379/46_2014
- Руми М.Х., Ирматова Ш.К., Зуфаров М.А., Файзиев Ш.А., Мансурова Э. П., Уразаева Э. М., Нурматов П. Р., Провоторов Д.А. (2018). Исследование композиций на основе паркентской каолининовой глины. *Новые огнеупоры*, 11, с. 29–33.
- Сергеева А. В. (2018). Дикит Верхне-Кошелевской термоаномалии (Южная Камчатка). *Мат. XXI региональной научной конф., посв. Дню вулканологии*. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, с. 204–206.
- Сиваш Н.С., Берг Н.В. (2010). Минералогия полиметаллических рудопроявлений Ухтинской площади. *Межд. научная конф. XI Съезд РМО «Современная минералогия: от теории к практике»*. Санкт-Петербург: РМО, с. 19–21.
- Сиваш Н.С., Макарова И.Р., Муравьева М.К. (2016). Модель распределения углеводородной и рудной составляющих геофлюидальных систем в осадочном чехле Ухтинского района. *V Кудрявцевские Чтения. Всеросс. конф. по глубинному генезису нефти и газа: Тезисы докладов*. М.: ЦГЭ. <http://conference.deepoil.ru/index.php/abstracts?start=4>
- Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М. (2013). Ассоциации глинистых минералов древних кор выветривания – потенциальных коллекторских зон кристаллического фундамента Татарского свода. *Георесурсы*, 5, с. 3–7. <http://dx.doi.org/10.18599/grs.55.5.1>
- Суханов А.А., Сергеев В.О., Валиев Ф.Ф., Макарова И.Р., Яфясов А.М. (2014). Применение физических методов для характеристики органического вещества диктионемовых сланцев Ленинградской области. *Вестник СПбГУ, сер. 4*, 1, с. 32–36.
- Тарасевич Б.Н. (2012) ИК-спектры основных классов органических соединений. Справочные материалы. М.: МГУ, 55 с.
- Чернов. М.С., Крупская В.В., Кузнецов Р.А., Рычагов С.Н., Соколов В.Н. (2019). Каолинит гидротермальных глин Паужетско-Камбально-Кошелевского геотермального района (Южная Камчатка). *Мат. XXII Всеросс. научной конф. «Вулканизм и связанные с ним процессы»*. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, с. 240–243.
- Юманов Ф.Л., Сиваш Н.С., Иванов Н.Ф. и др. (2013). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Тиманская. Лист Р-39-VI (Ухта). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 251 с.
- Юричев А.Н. (2015). Метасоматизм (основные аспекты). Томск: Изд. Дом ТГУ, 116 с.
- Юхтанов П.П., Антошкина А.И., Салдин В.А., Цыганко В.С., Бурцев И.Н. (2008). Геологическое наследие Республики Коми. Сыктывкар: Институт Геологии УрО РАН, 358 с.
- Makarova I.R. (2017). The Integrated Study of the Elements Geofluid System in the South Timan-Pechora Oil and Gas Region by Complex Physical Methods. *3-rd World Congress on Materials Science, Engineering, Oil, Gas and Petrochemistry*. Spain, Barcelona, p. 94.

Сведения об авторах

Ирина Ральфовна Макарова – кандидат геол.-мин. наук, ведущий геолог, ООО «Петрофизик»

Россия, 169347, Ухта, пгт Ярега, пос. Нижний Доманик, ул. Шевченко, д. 5

e-mail: makarova_i_r@mail.ru

Николай Николаевич Лаптев – директор, ООО «Петрофизик»

Россия, 169347, Ухта, пгт Ярега, пос. Нижний Доманик, ул. Шевченко, д. 5

Семен Алексеевич Горобец – заместитель директора, ООО «Петрофизик»

Россия, 169347, Ухта, пгт Ярега, пос. Нижний Доманик, ул. Шевченко, д. 5

Фархат Фагимович Валиев – доктор физ.-мат. наук, профессор кафедры ядерно-физических методов исследования, НИИ физики им. В.А. Фока, Санкт-Петербургский государственный университет

Россия, 198504, Санкт-Петербург, Старый Петергоф, ул. Ульяновская, д. 1

Адил Маликович Яфясов – доктор физ.-мат. наук, профессор кафедры электроники твердого тела, НИИ физики им. В.А. Фока, Санкт-Петербургский государственный университет

Россия, 198504, Санкт-Петербург, Старый Петергоф, ул. Ульяновская, д. 1

Виктор Олегович Сергеев – кандидат физ.-мат. наук, научный консультант, ООО «Петрофизик»

Россия, 169347, Ухта, пгт Ярега, пос. Нижний Доманик, ул. Шевченко, д. 5

Андрей Иванович Зиппа – инженер кафедры ядерно-физических методов исследования, НИИ физики им. В.А. Фока, Санкт-Петербургский государственный университет

Россия, 198504, Санкт-Петербург, Старый Петергоф, ул. Ульяновская, д. 1

Никита Алексеевич Суханов – инженер

ООО «Петрофизик»

Россия, 169347, Ухта, пгт Ярега, пос. Нижний Доманик, ул. Шевченко, д. 5

Дмитрий Константинович Макаров – аспирант кафедры геологии и геоэкологии

Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена

Россия, 191186, Санкт-Петербург, наб. р. Мойки, д. 48

Александр Сергеевич Гришканич – канд. техн. наук, зам. директора

ООО «Системы фотоники»

Россия, 192171, Санкт-Петербург, ул. Бабушкина, д.36, корп. 1

Статья поступила в редакцию 30.06.2020;

Принята к публикации 25.12.2020; Опубликована 30.03.2021

IN ENGLISH

Application of gamma-ray spectroscopy and IR-spectroscopy methods for the purposes of ore geology in the Timan-Pechora Oil and Gas Province (the case of Ukhta Region)

I.R. Makarova^{1}, N.N. Laptev¹, S.A. Gorobets¹, F.F. Valiev², A.M. Yafyasov², V.O. Sergeev²,*

A.I. Zippa², N. A. Sukhanov¹, D.K. Makarov³, A.S. Grishkanich⁴

¹Petrophysic LLC, Ukhta, Russian Federation

²Saint Petersburg University, Saint Petersburg, Russian Federation

³Herzen University, Saint Petersburg, Russian Federation

⁴Photonics systems LLC, Saint Petersburg, Russian Federation

*Corresponding author: Irina R. Makarova, e-mail: makarova_i_r@mail.ru

Abstract. Two express methods are presented in this paper. The first method is a high-resolution gamma-spectroscopic method based on a germanium detector, the second method is an IR-spectroscopic method. The applied complex of methods allows to determine the sources of uranium and thorium, identify the rhythms of uranium accumulation associated with regional events; identify areas with a high content of uranium due to the influence of local sources (faults, hydrothermal, etc.); determine the amount of authigenous uranium in the composition of total uranium; determine thermal maturity of organic matter in shales without their preliminary demineralization. To identify levels of increased uranium intensity in the high-carbon strata, a set of indicators has been proposed, which includes both applied indicators in practice of geological work and new indicators.

New indicators have been tested on the collection of shale reference samples. For them, values were established that characterize the processes of uranium accumulation and uranium removal. On the example of Ukhta Region according to the proposed indicators, the sections from the Vendian-Riphean to Domanic inclusive were interpreted.

The performed work showed the possibility of comparing the calculated gamma-spectroscopic data with the data of other methods. This opens up a broader perspective for the use of express non-destructive gamma-spectroscopic method for detecting levels with a high content of uranium in the shale rocks, to which ore-bearing concentrations of a number of metals are also confined.

Keywords: uranium, thorium, domanic suite, shale, kaolinite clays, gamma-spectroscopy, IR-spectroscopy, neutron activation method, method of chromatography-mass-spectrometry data with inductively coupled plasma (ICP MS)

Recommended citation: Makarova I.R., Laptev N.N., Gorobets S.A., Valiev F.F., Yafyasov A.M., Sergeev V.O., Zippa A.I., Sukhanov N.A., Makarov D.K., Grishkanich A.S. (2021). Application of gamma-ray spectroscopy and IR-spectroscopy methods for the purposes of ore geology in the Timan-Pechora Oil and Gas Province (the case of Ukhta Region). *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 17–29. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.2>

Acknowledgments

Authors thank N.S. Sivash, an employee of the geological Museum of Ukhta State Technical University, and I.S. Okunev, a senior researcher of NRC «Kurchatov Institute» - PNPI, for providing a number of materials and an assistance in their processing. This work was prepared with the financial support of Petrophysic LLC within the framework of the contract, topic “Processing and interpretation of an optimized complex for the study of minerals (and ore deposits) using the express method of infrared spectroscopy”.

Authors thank the reviewer of the article, as well as editor-in-chief of the journal “Georesursy” L.M. Sitdikova and the secretary of the journal D.A. Khristoforova, whose suggestions and comments helped improve the manuscript.

References

- Berg N.V., Sivash N.S., Bogdanov B.P. (2012). Interrelation of sulphide mineralization and hydrocarbon accumulations - evidence from Timan-Pechora areas. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, 7(3). http://www.ngtp.ru/rub/4/49_2012.pdf (In Russ.)
- Chernov M.S., Krupskaya V.V., Kuznetsov R.A., Rychagov S.N., Sokolov V.N. (2019). Kaolinite of hydrothermal clays of the Pautzhetsko-Kambalno-Koshelevsky geothermal Region (Southern Kamchatka). *Proc. XXII All-Russ. Sci. Conf.: Volcanism and the related processes. Petropavlovsk-Kamchatsky. Institute of Volcanology and Seismology DVO RAN*, pp. 240–243. (In Russ.)

Dyatlova E.M., Bobkova N.M., Sergievich O.A. (2019). IR-spectroscopic study of kaolin raw materials from Belorussian deposits. *problemy nedropol'zovaniya*, 2, pp. 143–149. (In Russ.)

Geological dictionary (1973). Ed. K.N. Paffenholz et al. Moscow: Nedra. (In Russ.)

Gorobets S.A., Makarova I.R., Sivash N.S., Laptev N.N., Valiev F.F., Yafyasov A.M., Sokolov M.A., Zippa A.I., Sergeev V.O., Sukhanov N.A., Makarov D.K., Mikhailovsky V.Y. (2018). Method for determining metals in rocks and fluids of fracture zones. Patent RF. RU 2659109. (In Russ.)

Grigoriev N.A. (2003). Average content of chemical elements in rocks composing the upper part of the continental crust. *Geokhimiya*, 7, pp. 785–792. (In Russ.)

Ivanov V.P. (2016). Integrated assessment of Carboniferous-Permian coal-bearing deposits and development of industrial-and-energy classification of fossil coals. *Abstract Dr. geol. and min. sci. diss.* Tomsk, 43 p. (In Russ.)

Laptev N.N., Chalov D.Y., Chalov Y.V., Turtsevich K.G., Zubov A.A., Gorobets S.A., Goldobin A.Y., Milyaev V.L., Sivash N.S., Sergeev V.O., Valiev F.F., Zippa A.I., Sukhanov N.A., Makarov D.K., Makarova I.R. (2017). Method for determining the content of vanadium and rare-earth elements using gamma activity of sedimentary rocks. Patent RF. RU 2636401. (In Russ.)

Makarova I. R., Sukhanov A. A., Chelyshev S. S., Valiev F. F., Sergeev V. O., Zippa A.I. (2015). Physical and geophysical methods for prompt determination of hydrocarbon generation and migration zones in the domanicoid rocks. *Proc. Int. Conf.: Hard-to-recover reserves and unconventional sources of hydrocarbons*. Saint Petersburg: VNIGRI, 8 p. (In Russ.)

Makarova I.R. (2017). The Integrated Study of the Elements Geofluid System in the South Timan-Pechora Oil and Gas Region by Complex Physical Methods. *3-rd World Congress on Materials Science, Engineering, Oil, Gas and Petrochemistry*. Spain, Barcelona, p. 94.

Makarova I.R., Grokhotov E.I. (2017). The determination of domanic types as the elements of geofluid system. *EAGE/SPE: The science of shale. Problems of exploration and development*. Moscow, 4 p. (In Russ.)

Neruchev S.G. (1982). Uranus and Life in the history of Earth. Leningrad: Nedra, 208 p. (In Russ.)

Neruchev S.G., Rogozina E.K. (1986). Oil-and-gas formation in the sediments of domanic type. Leningrad: Nedra, 247 p. (In Russ.)

Parmuzin N.M., Yakobson K.E., Vovshina A.Yu., Voinova O.A. et al. (2016). State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Mezenskaya series - Sheet P-39 (Syktyvkar). St.Petersburg: VSEGEI, 478 p. (In Russ.)

Perelman A.I., Kasimov N.S. (2000). Geochemistry of the landscape. Moscow: Astreya-2000. 763 p. (In Russ.)

Plyusnina I.I. (1967). Infrared spectra of silicates. Moscow: MSU, 189 p. (In Russ.)

Plyusnina I.I. (1977). Infrared spectra of minerals. Moscow: MSU, 175 p. (In Russ.)

Prishchepa O.M., Sukhanov A.A., Makarova I.R. (2014). Approaches to the estimation of domanic deposits of Timan-Pechora oil-and-gas province as unconventional sources of hydrocarbons. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika*, 9(4). https://doi.org/10.17353/2070-5379/46_2014 (In Russ.)

Rumi M.Kh., Irmatova Sh.K., Zufarov M.A., Fayziev Sh.A., Mansurova E.P., Urazaeva E.M., Nurmatov P.R., Provotorov D.A. (2018). The study of compositions based on parkent kaolin clay. *Novye Ogneupory (New Refractories)*, 11, pp. 29–33. (In Russ.)

Sergeeva A.V. (2018). Dikkit from Verkhne-Koshelevskaya thermal anomaly (Southern Kamchatka). *Proc. XXI Regional Sci. Conf. Petropavlovsk-Kamchatsky*. Institute of Volcanology and Seismology DVO RAN, pp. 204–206. (In Russ.)

Sidorova E.Yu., Sitdikova L.M. (2013). The clay mineral associations of ancient weathering crusts - potential reservoir zones of the crystalline basement of the Tatar Arch. *Georesursy=Georesources*, 5, pp. 3–7. <http://dx.doi.org/10.18599/grs.55.5.1> (In Russ.)

Sivash N.S., Berg N.V. (2010). Mineralogy of polymetallic ore occurrences of the Ukhta area. *Proc. Russian Mineralogical Society: Modern Mineralogy: from theory to practice*. Saint-Petersburg: RMO, pp. 19–21. (In Russ.)

Sivash N.S., Makarova I.R., Muravieva M.K. (2016). Model of distribution of hydrocarbon and ore components of geofluidic systems in the sedimentary cover of the Ukhta District. *Proc. V Kudryavtsev's Readings. All-Russian Conference on the deep genesis of oil and gas*. Moscow, 4 p. (In Russ.)

Sukhanov A.A., Sergeev V.O., Valiev F.F., Makarova I.R., Yafyasov A.M. (2014). Application of physical methods to characterize the organic matter of dictionem shales in the Leningrad Region. *Bulletin of Saint Petersburg University, Series 4*, 1, pp. 32–36. (In Russ.)

Tarasevich B.N. (2012). IR-spectra of the main classes of organic

compounds. Reference materials. Moscow: MSU, 55 p. (In Russ.)

Yevtushenko E.I., Syta O.K., Lyashenko O.V., Novoselov A.G. (2012). Integrated analysis of structural changes in hydrothermal-stabilized kaolins. *Vestnik BGTU im. V.G. Shukhova*, 3, pp. 150–154. (In Russ.)

Yukhtanov P.P., Antoshkina A.I., Saldin V.A., Tsyganko V.S., Burtsev I.N. (2008). Geological heritage of the Komi Republic. Syktyvkar: Institute of Geology, UB RAS, 358 p. (In Russ.)

Yumanov F.L., Sivash N.S., Ivanov N.F. and others (2013). State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. Timanskaya Series. Sheet P-39-VI (Ukhta). Moscow: VSEGEI, 251 p. (In Russ.)

Yurichev A.N. (2015). Metasomatism (main aspects). Tomsk: TGU Publ., 116 p. (In Russ.)

Zakharov V.D., Kozulin A.H. (1979). Oil and gas of the Komi ASSR. Syktyvkar: Komi book publ., 44 p. (In Russ.)

Zavyalov V.A. (1966). Geochemistry and trace elements of domanic formations of South Pritimanye. Moscow: Nauka, 156 p. (In Russ.)

About the Authors

Irina R. Makarova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Geologist of the Petrophysic LLC

5, Shevchenko st., Nizhnii Domanik vill., pgт Yarega, Ukhta, 169347, Russian Federation
e-mail: makarova_i_r@mail.ru

Nikolay N. Laptev – Director of the Petrophysic LLC
5, Shevchenko st., Nizhnii Domanik vill., pgт Yarega, Ukhta, 169347, Russian Federation

Semen A. Gorobets – Deputy Director of the Petrophysic LLC
5, Shevchenko st., Nizhnii Domanik vill., pgт Yarega, Ukhta, 169347, Russian Federation

Farhat F. Valiev – Dr. Sci. (Physics and Mathematics), Professor of the Department of Nuclear Physics Research Methods, Saint Petersburg State University
1, Ulyanovskaya st., Saint Petersburg, 198504, Russian Federation

Adil M. Yafyasov – Dr. Sci. (Physics and Mathematics), Professor of the Department of Solid State Electronics, Saint Petersburg State University
1, Ulyanovskaya st., Saint Petersburg, 198504, Russian Federation

Viktor O. Sergeev – Cand. Sci. (Physics and Mathematics), Scientific Advisor, Petrophysic LLC
5, Shevchenko st., Nizhnii Domanik vill., pgт Yarega, Ukhta, 169347, Russian Federation

Andrey I. Zippa – Engineer, Department of Nuclear Physics Research Methods, Saint Petersburg State University
1, Ulyanovskaya st., Saint Petersburg, 198504, Russian Federation

Nikita A. Sukhanov – Engineer, Petrophysic LLC
5, Shevchenko st., Nizhnii Domanik vill., pgт Yarega, Ukhta, 169347, Russian Federation

Dmitry K. Makarov – Postgraduate student of the Department of Geology and Geoecology, Herzen University
48, riv. Moika emb., Saint Petersburg, 191186, Russian Federation

Aleksandr S. Grishkanich – Cand. Sci. (Engineering), Deputy Director, Photonics systems LLC
36, build. 1, Babushkina st., Saint Petersburg, 192171, Russian Federation

Manuscript received 30 June 2020;

Accepted 25 December 2020; Published 30 March 2021

Перспективы нефтегазоносности глубокозалегающих юрских и доюрских отложений севера Западной Сибири в нетрадиционных ловушках

В.Л. Шустер*, С.А. Пуанова

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

Проведены дополнительные углубленные исследования по оценке перспектив нефтегазоносности глубокозалегающих юрских и доюрских отложений северных территорий Западной Сибири. Как и в ранее проводимых работах, использована геолого-математическая программа «Выбор». На основе впервые построенной серии модельных карт с вероятностными значениями информативных геохимических и геологических параметров осуществлен выбор наиболее перспективных как локальных, так и региональных объектов.

Отмечено изменение с глубиной строения ловушек в сторону значительного усложнения. Как правило, от меловых отложений к юрским и палеозойским тип ловушки от преобладающего антиклинального (в меловых) изменяется на значительно более сложный комбинированный, что требует специальных подходов (и новых технологий) к опонскованию и разведке таких объектов. Анализ исследований, основанных в основном на сейсмических материалах, свидетельствует о достаточно высоком этапе нефтегазоносности как палеозойских и триасовых отложений, имеющих платформенный облик и большие мощности, так и образований фундамента. В связи с этим, нетрадиционные комбинированные ловушки глубокозалегающих отложений севера Западной Сибири представляют значительный интерес с точки зрения прироста ресурсов и запасов нефти и газа.

Ключевые слова: перспективы нефтегазоносности, доюрский комплекс, комбинированные ловушки, нетрадиционные ловушки, органическое вещество, ванадий, сейсмические методы

Для цитирования: Шустер В.Л., Пуанова С.А. (2021). Перспективы нефтегазоносности глубокозалегающих юрских и доюрских отложений севера Западной Сибири в нетрадиционных ловушках. *Георесурсы*, 23(1), с. 30–41. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.3>

Введение

Северная часть Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (НГБ) является мировым центром газодобычи. Скопления газа и газоконденсата приурочены к верхней (меловой, частично юрской) части разреза. Перспективы нефтеносности нижне-среднеюрских, палеозойских осадочных отложений, кор выветривания и зон разуплотнения фундамента также оцениваются достаточно высоко в целом ряде опубликованных работ (Клещёв, Шеин, 2010; Шеин, 2012; Бочкарев и др., 2000; Плесовских и др., 2009; Скоробогатов и др., 2017; Пуанова, Шустер, 2018; Шустер, Пуанова, 2018 и др.).

Большой вклад в изучение глубинных разрезов северных территорий внесли результаты бурения параметрических, опорных и поисковых скважин на островах архипелагов Земля Франца Иосифа и Шпицберген, на островах Колгуев, Белый и Свердруп, строительство Кольской скважины СГ-3 (глубина – 12262 м), Тюменской СГ-6 (7250 м), Ен-Яхинской СГ-7 (8250 м) и в настоящее время Гыданской параметрической скважины 130, проектная глубина которой 7500 м (работы осуществлялись АО НПЦ Недра) (Костюченко, 2017). Последняя в настоящее время остановлена в отложениях триаса, пройдя юрские и меловые нефтегазоперспективные комплексы. На основе

интерпретации материалов ГИС выделено два потенциально продуктивных горизонта в интервалах ачимовской толщи и средней юры (Казаненков и др., 2019).

Породы фундамента изучены достаточно полно и представлены глинистыми и кремнистыми сланцами, базальтами, а также известняками разной степени метаморфизма, гранитами, гнейсами и кристаллическими сланцами. В ряде скважин по U-Pb методу определения возраста цирконов на SHRIMP II выявлены архейские гнейсы к востоку от Челябинского грабена протерозойского возраста от 2,4 до 0,55 млрд лет – на полуострове Ямал, на правобережье Обской губы (скв. Медвежья-1001), к югу от губы в параметрической скважине Янгиюганская-1, в Шаимском нефтегазоносном районе и восточнее. Данные сейсморазведки дали основание выделить две эпителиманские плиты и область байкальской консолидации с венд-палеозойским чехлом, погружающимся в Карское море через остров Сибирякова (Бочкарев, 2018). На основании уточненного возраста доюрского основания Западно-Сибирской геосинеклизы проведено районирование складчатого палеозойского фундамента уралид и обоснована постановка геологоразведочных работ на нефть и газ с оценкой углеводородного потенциала глубокозалегающих горизонтов Западно-Сибирского НГБ (Бочкарев и др., 2019). В Янгиюганской параметрической скважине разрез с преобладанием амфиболитов и лейкократовых гранито-гнейсов имеет мощность около 3000 м (Иванов и др., 2016).

* Ответственный автор: Владимир Львович Шустер
e-mail: tshuster@mail.ru

© 2021 Коллектив авторов

По данным (Извеков, 2013), на территории Ямало-Ненецкого автономного округа, включая шельф Карского моря, открыто 234 месторождения, из которых: 24 – газовые (Г), 47 – газоконденсатные (ГК), 11 – газонефтяные (ГН), 75 – нефтяные (Н), 3 – нефтегазовые (НГ), 74 – газоконденсатонефтяные (ГКН). В этом регионе промышленные скопления углеводородов (УВ) и непромышленные притоки нефти и газа обнаружены в широком возрастном диапазоне – от кровли сеномана до палеозойских образований фундамента включительно. Залежи газа, газоконденсата, нефтегазоконденсата выявлены в следующих нефтегазоносных комплексах (НГК): юрском (в составе ниже-среднеюрского подкомплекса), ачимовском, неокон-аптском, альб-сеноманском; перспективны также палеозойские отложения и образования фундамента (Плесовских и др., 2009).

На Новопортовском месторождении, которое характеризуется максимальным этажом нефтегазоносности, открыты залежи в нижнесреднеюрском НГК: три – ГК, шесть – ГКН, две – Н. На глубинах 2,6–4,0 км в коре выветривания палеозойского фундамента выявлена газоконденсатная залежь, а также получены притоки газа из коренного палеозоя (на северо-востоке площади). Особый интерес представляют результаты исследования скв. 216 и 217 на Новопортовском месторождении, вскрывших карбонатные отложения. Так, в скв. 216 в интервале разреза 2940–3308 м из десяти опробованных интервалов получен газ (иногда с пластовой водой и нефтью) дебитом до 582,1 тыс. м³/сут на диафрагме 20,2 мм. В скв. 217 в кровельной части карбонатов также получен приток газа дебитом 496,6 тыс. м³/сут на диафрагме 16,2 мм. Открытые залежи не локализованы, их промышленный потенциал не определен. В связи со слабой изученностью палеозойских отложений возникают серьезные трудности в прогнозировании перспективных объектов для поиска УВ (Извеков, 2013). На Ямбургском месторождении открыты в J₁₂ две ГК залежи, а на Геофизическом в этих же отложениях – одна ГК. На Ярудейском месторождении в скв. 38 в отложениях тампейской серии триаса отобран керн с признаками УВ в отдельных интервалах, расположенных на расстоянии более 100 м друг от друга (Мещеряков и др., 2019).

Поисково-разведочные работы на нефть и газ уже сегодня (и в ближней перспективе) проектируются на «нижний» этаж (свыше 4 км) отложений, что связано с целым комплексом проблем. Это и новые типы ловушек, как правило, неструктурные, зачастую комбинированного типа и со значительно более сложным (чем в «верхнем» этаже) строением разреза: с крайней неоднородностью, новыми свойствами пород-коллекторов и условиями освоения ресурсов УВ. Все это приводит к удорожанию геологоразведочных работ и к необходимости усовершенствования технологий и технических средств. Эти проблемы существуют не только в Западной Сибири, но и во многих других нефтегазоносных бассейнах мира.

Геохимические исследования, проведенные по нижнему структурному этажу, свидетельствуют о хороших генерационных свойствах палеозойских отложений. Так в терригенно-карбонатных породах палеозоя содержание $C_{орг}$ колеблется от 0,1–0,2 до 2,6–3,0 %. Концентрация хлороформенного битумоида (ХБ) составляет 0,3 %. Катагенез органического вещества (ОВ) соответствует

градации МК₂-МК₃-МК₄. Терригенные породы содержат $C_{орг}$ 0,8–3,5, ХБ – 0,08–0,29 %. Триасовые отложения (пурская свита), вскрытые в скважинах СГ-6 и СГ-7, также богаты ОВ. Содержание $C_{орг}$ в аргиллитах свиты достигает 7 %. Триасовые отложения, залегающие в глубоких прогибах и не повсеместно, на исследуемой территории вскрыты на Восточно-Бованенковской и Бованенковской площадях. По аналогии с хорошо изученными триасовыми отложениями Уренгойской сверхглубокой скважины на территории Ямала их можно отнести к газопроизводящим. Глубины залегания триаса 3–4 км. Палеозойские отложения, вскрытые на Бованенковском и Новопортовском месторождениях, можно отнести к газонефтематеринским по аналогии с восточным и юго-восточным обрамлением бассейна. На большей части изучаемой территории эти толщи относятся к нефтегазопроизводящим. На юго-востоке Ямала в районе Новопортовского месторождения степень катагенеза снижается, и есть вероятность отнесения их к нефте- и газопроизводящим. Нефть из отложений палеозоя Новопортовского месторождения существенно отличается от нефтей в вышезалегающих отложениях, что свидетельствует о существовании самостоятельного палеозойского нефтепроизводящего комплекса. Нефтяная часть флюида Новопортовского месторождения несет на себе отпечатки палеогипергенной деградации. В этой части разреза можно ожидать, вероятно, небольшие остаточные скопления нефтей, дополненных новообразованными легкими геохимически более молодыми УВ флюидами. Нефти характеризуются невысоким содержанием твердых парафинов, серы и асфальтово-смолистых компонентов, что повышает их качество по сравнению с юрскими (Кирюхина и др., 2004; 2011).

Изучение изотопного состава углерода, результаты пироллиза отложений в глубоких скважинах, полученные с использованием программного комплекса «Basin Modeling», дали основание (Галимов и др., 2012) для выявления сокращенной катагенетической зональности в районах преимущественного развития газовых и газоконденсатных систем (Надым-Пурская и Ямальская) и растянутой катагенетической зональности в районах преимущественного развития нефтяных и нефтегазоконденсатных систем. Эти исследователи считают, что основными источниками пополнения региона разведанными запасами являются отложения на больших глубинах и шельф Карского моря, тем более, что особенно к востоку от Уренгоя, в сторону Большехетской впадины, предполагаются наибольшие глубины залегания осадочных пород на консолидированном фундаменте – до 12–15 км.

Таким образом, учитывая выявленную значительную продуктивность нижнесреднеюрских отложений и благоприятную геохимическую обстановку доюрских отложений северных регионов Западно-Сибирского НГБ, а именно относительно высокие содержания $C_{орг}$ и ХБ, высокий реализованный генерационный потенциал, умеренную и достаточную катагенетическую прогретость недр в комплексе с другими геологическими предпосылками (наличие в разрезе пород-коллекторов и флюидопоров), доюрские отложения можно рассматривать как высокоперспективный объект для открытия в нем месторождений нефти и газа (Дмитриевский и др., 2012; Пуланова, Шустер, 2012; 2018; Шустер, Пуланова, 2014а).

В статье изложены результаты завершающего этапа исследований (Шустер, Пунанова, 2019а, 2019b) по оценке перспектив нефтегазоносности глубокозалегающих юрских и доюрских отложений северных территорий Западной Сибири. Как и в ранее проводимых работах, использована геолого-математическая программа «Выбор» (Швембергер и др., 1987). Положительный результат использования этой программы продемонстрирован нами ранее (Шустер, Пунанова, 2014b; и др.). Проанализированы также характер и тип ловушек, к которым приурочены залежи УВ в глубокозалегающих доюрских отложениях.

Результаты многокритериальной оценки локальных объектов северных районов Западной Сибири

Для выявления механизмов нефтегазоаккумуляции авторами статьи проведена дифференциация потенциальных нефтегазоносных объектов в глубокозалегающих доюрских отложениях севера Западной Сибири на основе многокритериальной количественной оценки перспектив нефтегазоносности по комплексу геолого-геохимических параметров. Объектами рассмотрения явились 25 нефтяных, нефтегазоконденсатных и газоконденсатных месторождений (по «верхнему» этажу), расположенных на севере Западной Сибири – на территориях полуострова Ямал, Обской губы, южной акватории Карского моря. Сформирован набор наиболее значимых, на наш взгляд, геолого-геохимических факторов (показателей), влияющих на формирование нефтегазовых скоплений на исследуемой территории в отложениях нижнего этажа нефтегазоносности (табл. 1). По построенным схематическим картам-моделям и по опубликованным материалам определены фактические значения или дан прогноз значений параметров для нижних глубокозалегающих неопромыслованных отложений на каждом исследуемом объекте. Отбор показателей был ограничен фактическим материалом и необходимостью оценки каждого фактора на всех объектах. Количественные и качественные значения всех показателей переведены в вероятностные оценки по степени значимости. Схематические карты построены для

большой территории, чем непосредственно изучаемая, с более широким охватом месторождений. Для надежного оконтуривания перспективных зон на изучаемой территории использованы также и данные по смежным регионам.

Из геохимических показателей для оценки благоприятности объектов в нефтегазоносном отношении использованы значения содержания $C_{орг}$ на породу, определяемые аналитически, величины интенсивности эмиграции жидких и генерации газообразных УВ (по ниже-среднеюрскому НГК). Два последних показателя – это суммарный продукт расчета, включающий многие геохимические характеристики разреза (стадия катагенеза, коэффициент генерации битумоидов, содержание остаточного битумоида, содержание углерода в ОВ, мощность нефтематеринской свиты). Аналитический материал для построения карт зональности нами заимствован из детальных исследований О.И. Бострикова и др. (Бостриков и др., 2011). Кроме этого, мы привлекли величины содержания ванадия (V) и ванадил-порфиринов (Vp) в ХБ из юрских отложений, как возможный показатель влияния глубинных процессов на нефтеобразование в этом регионе. Определение V и Vp проведено ранее (Чахмахчев, Пунанова, 1992). В связи с отсутствием достаточного материала по экспериментальным исследованиям керогена собственно палеозойских отложений, использование параметров по геохимии ОВ пород и нефтидов юрского возраста для проведения модельных вероятностных расчетов по глубокозалегающим отложениям, на наш взгляд, правомерно (Шустер, Пунанова, 2014b).

Стадийность катагенетического преобразования ОВ является одним из основных показателей благоприятной оценки перспектив нефтегазоносности, поэтому эти данные привлечены нами для выбора первоочередных объектов. Так как эти результаты были опубликованы нами ранее (Пунанова, Шустер, 2018), уточним только важные особенности. Наибольшая часть площади севера Западно-Сибирского НГБ по базальным горизонтам юры представлена тремя градациями катагенеза: стадиями МК₂, МК₃ и АК₁, т.е. умеренным, сильным мезокатагенезом и апокатагенезом (Фомин и др., 2001). Трех зонам

Параметры	Вероятности значений			
	1,0	0,9	0,8	0,7
Геолого-геофизические параметры				
Тип полученного притока УВ	Нефть	Нефтегазоконденсат	Газоконденсат, газ	
Возрастной интервал притока УВ	J ₁₊₂	T+PZ	Образования фундамента	
Степень благоприятности объекта с тектонической позиции	На валах и сводах	Между валами, сводами	Вблизи Уренгой-Колтогорского разлома или его ветви	
Плотность ресурсов, тыс. т /км ²	50–60	40–50	<40	
Геохимические параметры				
Стадии катагенеза*	ГЗН (МК ₁ -МК ₂)	ГЗГ (МК ₂ -МК ₃)	> МК ₃ (АК) и/или ПК	
Содержание в ХБ ванадия (V), г/т	<100	100-500	500-1000	1000-2000
Содержание в ХБ ванадил-порфиринов (Vp) (n×10 ⁻³ %)	0-50	50-100	100-250	250-500
Содержание C _{орг} в породах, %	2,5-3,0	2,0-2,5	1,5-2,0	1,0-1,5
Интенсивность эмиграции жидких УВ, тыс. т/км ²	1000-2000	500-1000	150-500	50-150
Интенсивность генерации газообразных УВ, млн м ³ /км ²	>500	250-500	100-250	50-100

Табл. 1. Вероятностная оценка геолого-геохимических параметров, являющихся наиболее значимыми факторами механизмов нефтегазоаккумуляции в исследуемом регионе. *ГЗН – главная зона нефтеобразования; ГЗГ – главная зона газообразования; МК – мезокатагенез; АК – апокатагенез; ПК – протокатагенез

стадийности катагенетического преобразования ОБ отвечают определенные по фазовому состоянию типы УВ скоплений. Зоне умеренного катагенеза – нефтяные залежи, в зоне сильного мезокатагенеза преобладают газоконденсатнонефтяные залежи. Зона апокатагенеза – это область формирования газоконденсатных и газовых залежей. Выделенные на суше зоны, вероятнее всего, трассируются и в южной акватории Карского моря. К наиболее благоприятным зонам, которым мы присвоили вероятностную оценку, равную 1, относятся месторождения Мало-Ямальское, Новопортовское (Южно-Ямальский мезовал) и Байдарацкое, нижняя граница отложений юры здесь находится в зоне умеренного мезокатагенеза ($МК_2$).

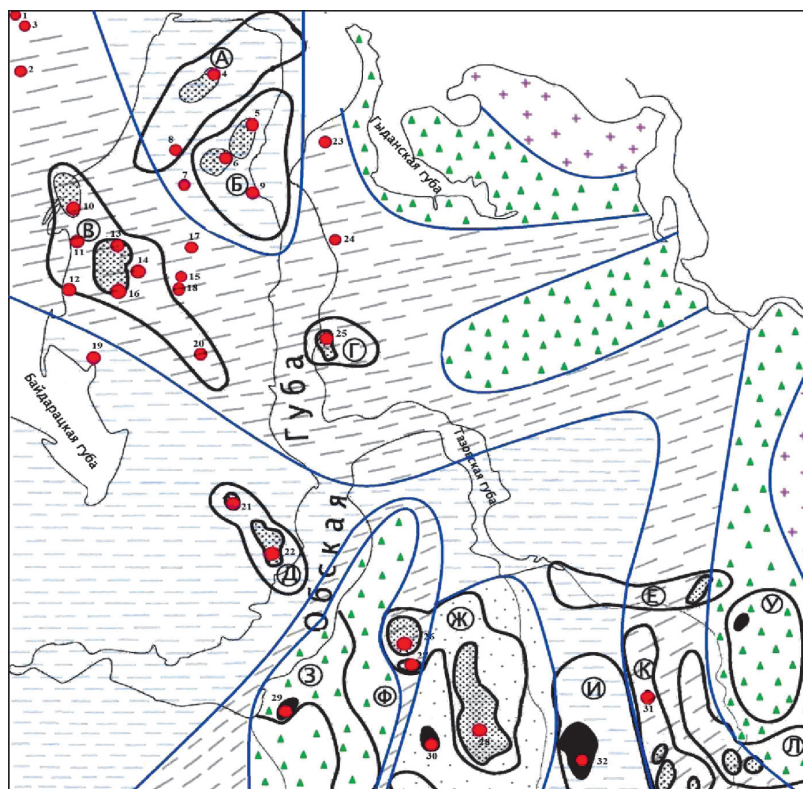
На рис. 1 приведена схема-модель зональности распределения $C_{орг}$ в нижнеюрских отложениях (по аналитическим данным (Бостриков и др., 2011)). Нефти исследуемых месторождений приурочены по этому показателю к двум зонам – с высоким содержанием $C_{орг}$ – 2,0–2,5 % на породе (вероятность 0,9) (месторождения Мало-Ямальское, Новопортовское и др.) и с несколько меньшими значениями $C_{орг}$ – 1,5–2,0. Этим значениям присвоена вероятность 0,8. Близкие значения для отложений палеозоя в этом регионе приводятся в (Галимов и др., 2012).

На схематических картах-моделях показано распределение V (рис. 2) и V_p (рис. 3) в битумоидах баженовских отложений ($J_{3v}-K_{1b}$) (на основе аналитических данных (Чухмахчев, Пуанова, 1992)). На территории исследования зафиксированы как зоны повышенных концентраций этих параметров, так и зоны их минимальных значений. Ранее нами было показано (Пуанова, Шустер, 2018), что в пределах зон с аномально низкими содержаниями V и

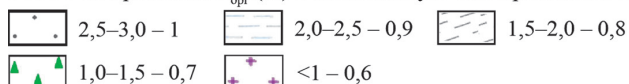
V_p или их полным отсутствием в битумоидах пород происходило смешение битумоидов баженовской свиты с битумоидами, образовавшимися в более глубоких горизонтах при более высоких палеотемпературах. ОБ баженовской свиты характеризуется низкими стадиями преобразования ($МК_1-МК_2$) ($R^\circ = 0,45-0,85$ %), что соответствует второй половине главной зоны нефтеобразования (Конторович и др., 2014). Приведенные данные объясняются возможным внедрением жидких УВ из нижележащих отложений юры (васюганской и тюменской свит), триаса или палеозоя, способных быть генератором высокой продуктивности всего юрского и нижележащего разреза. Протягивается зона через Юганскую впадину, Колтогорский прогиб, Салымское поднятие и далее на северо-запад к полуострову Ямал.

Схематические карты-модели зон интенсивности эмиграции жидких УВ (тыс. т/км²) и генерации газообразных УВ (млн м³/км²) в нижнеюрских отложениях изображены на рис. 4 и 5 (на основе аналитических данных (Бостриков и др., 2011)). Выделенные зоны вероятностных величин этих параметров, как и следовало ожидать, очень близки. Месторождения Северо- и Средне-Ямальского мезавалов и южной акватории Карского моря имеют максимальную вероятностную величину, равную единице. Значения в этой зоне эмиграции жидких УВ составляет 1000–2000 тыс. т/км², а генерации газообразных УВ – выше 500 млн м³/км², что соответствует высокой реализации нефтегазового потенциала. Вероятностная величина 0,9 распространяется на зоны со значениями эмиграции жидких УВ 500–1000 тыс. т/км² и генерации газообразных УВ 250–500 млн м³/км². Они приурочены к Геофизическому мезовалу, Бованенковско-Нурминскому

Рис. 1. Схема-модель распределения $C_{орг}$ в нижнеюрских отложениях. Структурные элементы (Фомин и др., 2001): А – Северо-Ямальский мезавал; Б – Средне-Ямальский мезавал; В – Бованенковско-Нурминский наклонный мезавал; Г – Геофизический мезовал; Д – Южно-Ямальский мезовал; Е – Тазовский мезавал; Ж – Центрально-Уренгойский мезовал; З – Медвежье-Нугинский наклонный мезавал; И – Среднепурский наклонный мегапрогиб; К – Русско-Часельский мезавал; Л – Термокарстовый выступ; У – Мангазейская зона поднятий; Ф – Нерутинская впадина. Месторождения нефти и конденсатов (красный кружок) с 1 по 25 использовались при расчетах (табл. 2): южная акватория Карского моря: 1 – Победа; 2 – Ленинградское; 3 – Русановское; полуостров Ямал: 4 – Малыгинское; 5 – Тасийское; 6 – Северо-Тамбейское; 7 – Западно-Тамбейское; 8 – Сядорское; 9 – Южно-Тамбейское; 10 – Харасавейское; 11 – Крузенитерновское; 12 – Южно-Крузенитерновское; 13 – Северо-Бованенковское; 14 – Восточно-Бованенковское; 15 – Восточно-Тиутейское; 16 – Бованенковское; 17 – Западно-Сеяхинское; 18 – Верхне-Тиутейское; 19 – Байдарацкое; 20 – Арктическое; 21 – Мало-Ямальское; 22 – Новопортовское; Обская губа: 23 – Штормовое; 24 – Салмановское; 25 – Геофизическое; южная часть северной провинции: 26 – Песцовое; 27 – Южно-Песцовое; 28 – Уренгойское; 29 – Лензитское; 30 – Юбилейное; 31 – Наумовское; 32 – Береговое.



Зоны с содержанием $C_{орг}$ (%) и соответствующие вероятностные значения:



Тип залежи: ● нефтяная; ○ газоконденсатнонефтяная; ⊗ газоконденсатная

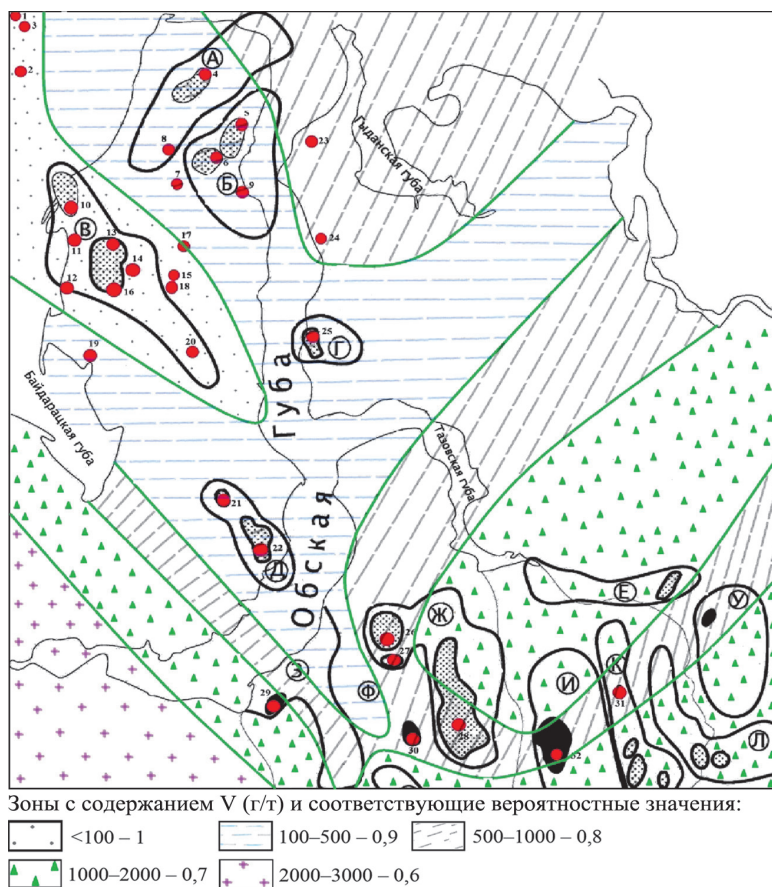


Рис. 2. Схема-модель распределения V в битумоидах юрских отложений. Условные обозначения см. на рис. 1.

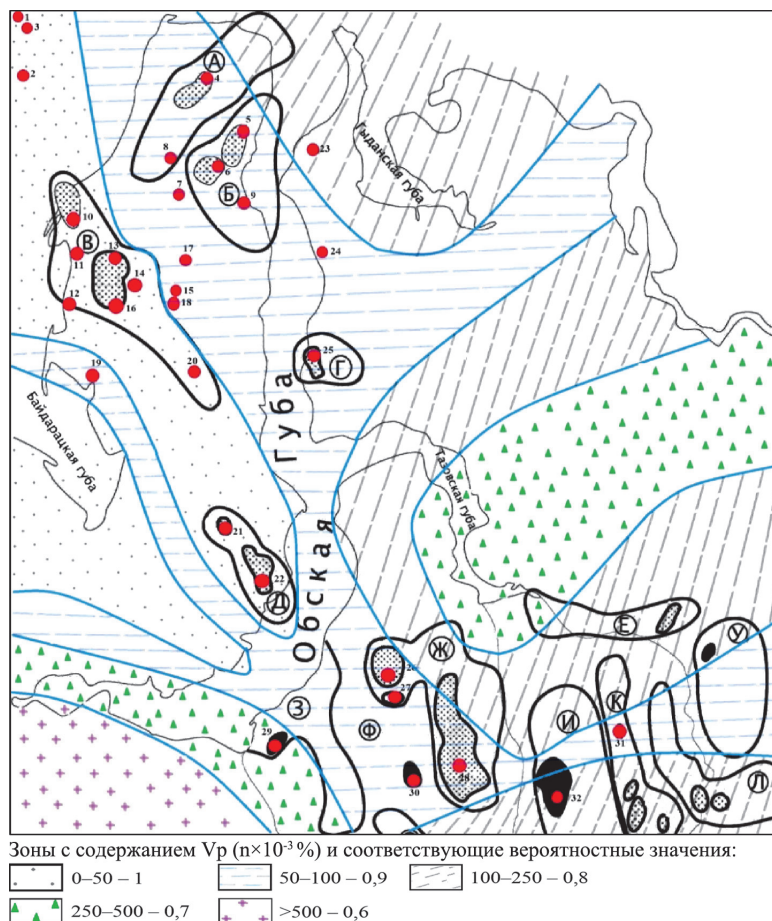


Рис. 3. Схема-модель распределения V_p в битумоидах юрских отложений. Условные обозначения см. на рис. 1.

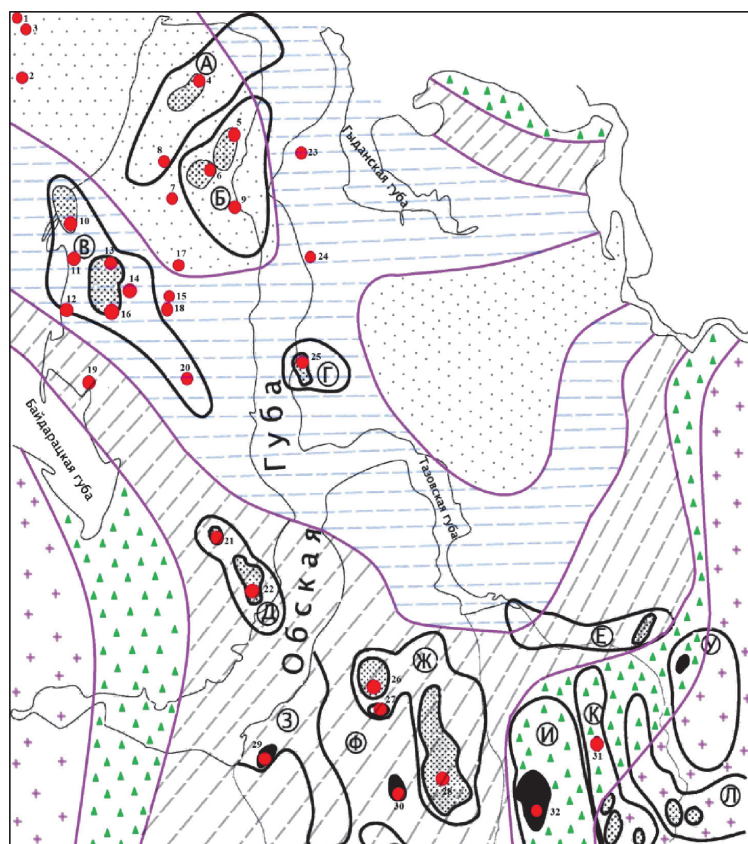
наклонному мегавалу и Обской Губе. Ещё более низкие величины этих двух показателей (эмиграция жидких УВ – 150–500 тыс. т/км² и генерации газообразных УВ – 100–250 млн м³/км), а, следовательно, и наименьшее вероятностное значение этих величин, равное 0,8, мы связываем с месторождениями, расположенными на Южно-Ямальском мезовалу и в Байдарацкой Губе (месторождения Мало-Ямальское, Байдарацкое и др.). Наименьшие величины этих показателей на остальных территориях соответствуют наличию здесь нефтематеринских отложений с низкими генерационными свойствами.

Проведено шесть модельных расчетов с использованием как всех выбранных 10 геолого-геохимических параметров, так и с разными сочетаниями параметров (табл. 2), позволившие дифференцировать совокупность объектов на несколько различных по перспективности «слоев». Проанализировав результаты всех вариантов, были отобраны месторождения с максимальными вероятностными значениями степени благоприятности (рис. 6). Так, в наиболее перспективный первый «слой» с максимальной вероятностью 0,52–0,72 по всем 10-ти показателям (желтый цвет в таблице) вошли месторождения южной акватории Карского моря, Северо-Ямальского мегавала, Бованенковско-Нурминского наклонного мегавала и Южно-Ямальского мезовала. Ко второму по перспективности «слою» с вероятностью 0,42–0,47 (зеленый цвет в таблице) отнесены месторождения Средне-Ямальского мегавала, Южно-Ямальского мезовала, частично Бованенковско-Нурминского наклонного мегавала, Геофизического мезовала. Остальные попали в третий «слой». На месторождениях, попавших в «желтый и зеленый цвет», наиболее высокие перспективы нефтегазоносности юрских и доюрских отложений.

По-видимому, эти тектонические зоны – нефтегазоносные районы, можно отнести к наиболее перспективным первоочередным направлениям поисково-разведочных работ на нефть и газ по юрским и доюрским глубокозалегающим (свыше 4 км) отложениям севера Западной Сибири. Требуется содержательный геологический анализ полученных результатов, в том числе анализ значимости использованных при оценке параметров, а также различных сценариев проведения поисковых работ, исходя из разных сочетаний параметров. Эта задача последующих исследований.

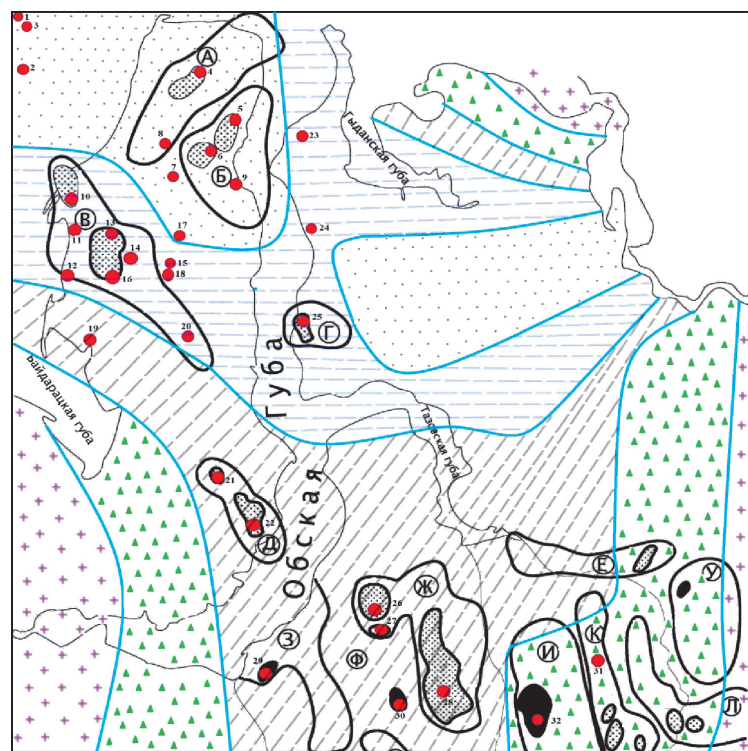
Нетрадиционные комбинированные ловушки глубокозалегающих отложений севера Западной Сибири – резерв прироста ресурсов нефти и газа

В глубокозалегающих юрских и доюрских отложениях севера Западной Сибири, по мнению ряда ученых (Нежданов, 2004; Извеков, 2013; Конторович и др., 2018 и др.) и исходя из опыта



Зоны величин интенсивности эмиграции жидких УВ (тыс. т/км²) и соответствующие вероятностные значения: $\bullet$ 1000–2000 – 1 $\square$ 500–1000 – 0,9 $\square$ 150–500 – 0,8 $\triangle$ 50–150 – 0,7 $\square$ <50 – 0,6

Рис. 4. Схема-модель интенсивности эмиграции жидких УВ в нижнеюрских отложениях. Условные обозначения см. на рис. 1.



Зоны величин интенсивности эмиграции газообразных УВ (млн м³/км²) и соответствующие вероятностные значения: $\bullet$ >500 – 1 $\square$ 250–500 – 0,9 $\square$ 100–250 – 0,8 $\triangle$ 50–100 – 0,7 $\square$ >50 – 0,6

Рис. 5. Схема-модель интенсивности генерации газообразных УВ в нижнеюрских отложениях. Условные обозначения см. на рис. 1.

авторов статьи (Шустер, Пуланова, 2019а, 2019б), с возрастанием глубин бурения и, как следствие, усложнением строения разреза, возрастает количество залежей УВ, приуроченных к неантиклинальным комбинированным ловушкам. Отмечается также, что объем ресурсов УВ в неантиклинальных ловушках соизмерим с объемом ресурсов и запасов УВ, выявленных в антиклинальных ловушках.

Тенденция увеличения запасов нефти, количества введенных в поисково-разведочный процесс неантиклинальных комбинированных ловушек, особенно в последние 10–15 лет, отмечается в фундаментальном 20-летнем исследовании коллектива авторов и представлена на рис. 7 (Dolson et al., 2018).

Авторами настоящей статьи предпринята попытка рассмотреть некоторые аспекты формирования подобных ловушек по материалам месторождений УВ севера Западной Сибири и предложить подходы к прогнозу и картированию сложностроенных неантиклинальных комбинированных ловушек.

На формирование залежей УВ в подобных ловушках (тектонически, литологически и стратиграфически экранированных) влияет ряд факторов: тектонический (в т. ч. геодинамический), литолого-фациальный (условия седиментации), вторичные процессы, геофлюидодинамический и геохимический. Влияние ряда факторов на формирование неантиклинальных ловушек, таких как региональные флюидоупоры, региональные зоны стратиграфического несогласия, источники сноса материала и др., возможно оценить на региональном этапе геологоразведочных работ, используя материалы сейсморазведки МОГТ.

На поисково-разведочном этапе геологоразведочных работ (ГРП) и при разработке залежей УВ в нетрадиционных ловушках решаются вопросы генезиса и типа ловушки, морфологии резервуара, характера строения, включая анализ пустотного пространства (трещин, каверн, их зональность) и ФЕС пород. А также используются специальные технологии сейсморазведки МОГТ для прогноза строения выявленных ловушек, такие как «сейсмические образы» (геологические модели) ловушек, модели неоднородного строения ловушек в плотных магматических, метаморфических и карбонатных резервуарах. Некоторые прогнозные геофлюидодинамические и геохимические характеристики ловушек оцениваются, исходя из региональных закономерностей.

В Ямальской и Тазовской нефтегазоносных областях широко распространены тектонически экранированные ловушки, ограниченные разрывными нарушениями северо-западного «Пай-Хойского» простирания – Парусовое, Бованенковское месторождения. Эти месторождения находятся в зоне влияния активной тектоники Уренгой-Колтогорского разлома (и его ответвлений) – рифтогенный геодинамический режим. А на Новопортовском месторождении выявлены литологически экранированные ловушки газа, газоконденсата и нефтяные оторочки.

№ объекта на картах	Месторождение (красный кружок на рис. 1-5)	Тип полу- ченного притока УВ	Возрас- тной интервал притока УВ	Степень благопри- ятности объекта с текто- нической позиции	Нумерация вариантов расчета										Варианты расчетов по параметрам											
					1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Результаты расчетов по параметрам (6 вариантов)											
Южная акватория Карского моря																										
1	Победа	1	1	1	1	0,9	1	1	0,8	1	1	0,72	0,8	1,00	1,00	0,80	0,80									
2	Ленинградское	1	0,9	1	1	0,9	1	1	0,8	1	1	0,65	0,72	0,90	1,00	0,72	0,80									
3	Русановское	1	0,9	1	1	0,9	1	1	0,8	1	1	0,65	0,72	0,90	1,00	0,72	0,80									
Полуостров Ямал																										
4	Мальгинское	0,9	1	1	1	0,8	0,9	0,9	0,9	1	1	0,52	0,66	0,81	0,90	0,81	0,90									
5	Тасийское	0,9	0,9	1	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	1	1	0,42	0,52	0,81	0,72	0,81	0,90									
6	Северо-Тамбейское	0,9	1	1	0,9	0,8	0,9	0,9	0,9	1	1	0,47	0,59	0,81	0,81	0,81	0,90									
7	Западно-Тамбейское	0,9	1	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	1	1	0,34	0,42	0,65	0,58	0,81	0,72									
8	Сядорское	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	1	1	0,34	0,42	0,65	0,58	0,81	0,72									
9	Южно-Тамбейское	0,9	1	1	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	1	1	0,42	0,52	0,81	0,72	0,81	0,90									
10	Харасавейское	0,9	0,9	1	0,9	0,9	1	1	0,8	0,9	0,9	0,47	0,52	0,90	0,90	0,65	0,72									
11	Круженштерновское	1	0,9	1	0,9	0,9	1	1	0,8	0,9	0,9	0,52	0,58	1,00	0,90	0,72	0,72									
12	Южно-Круженштерновское	1	0,9	1	0,9	0,9	1	1	0,8	0,9	0,9	0,52	0,58	1,00	0,90	0,72	0,72									
13	Северо-Бованенковское	1	0,9	1	1	0,9	1	1	0,8	0,9	0,9	0,58	0,65	1,00	1,00	0,72	0,72									
14	Восточно-Бованенковское	1	0,9	1	1	0,9	1	1	0,8	0,9	0,9	0,58	0,65	1,00	1,00	0,72	0,72									
15	Восточно-Тиутейское	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	1	0,9	0,8	0,9	0,9	0,27	0,34	0,72	0,58	0,65	0,58									
16	Бованенковское	1	1	1	1	0,9	1	1	0,8	0,9	0,9	0,58	0,65	1,00	1,00	0,72	0,72									
17	Западно-Сеяхинское	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,9	0,9	0,8	1	1	0,34	0,42	0,73	0,65	0,72	0,72									
18	Верхне-Тиутейское	0,9	0,9	0,8	0,8	0,9	1	0,9	0,8	0,9	0,9	0,27	0,30	0,64	0,58	0,58	0,58									
19	Байдарское	1	0,9	0,8	0,8	1	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,24	0,24	0,58	0,58	0,58	0,58									
20	Арктическое	1	0,9	1	0,9	0,9	1	1	0,8	0,9	0,9	0,52	0,58	1,00	0,90	0,72	0,72									
21	Малоямальское	1	1	1	1	1	0,9	1	0,9	0,8	0,8	0,47	0,47	0,81	1,00	0,65	0,72									
22	Новопортовское	1	1	1	1	1	0,9	1	0,9	0,8	0,8	0,52	0,52	0,90	1,00	0,72	0,72									
Обская губа																										
23	Шгормовое	0,9	0,9	1	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,24	0,30	0,64	0,72	0,58	0,72									
24	Салмановское	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,8	0,9	0,9	0,21	0,27	0,58	0,58	0,65	0,58									
25	Геофизическое	0,9	1	1	0,9	0,8	0,9	0,9	0,8	0,9	0,9	0,38	0,47	0,90	0,81	0,72	0,72									

Табл. 2. Вероятностные значения 10 параметров для выбора очередности ввода первоочередных объектов в поисково-разведочное бурение в нижне-среднеюрских и доюрских отложениях

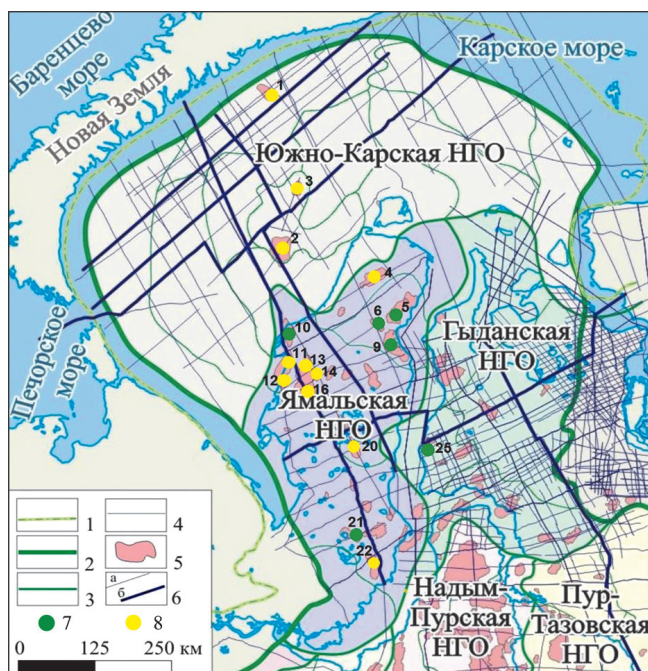


Рис. 6. Локализация наиболее перспективных зон и месторождений по результатам модельных расчетов. (На основе Обзорной карты нефтегазогеологического районирования северных районов Западной Сибири, границы: 1 – Западно-Сибирской плиты, 2 – Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (НГП), 3 – нефтегазоносной области (НГО); 4 – нефтегазоносного района (НГР); 5 – месторождения углеводородов, 6 – сейсмические профили (а), по которым приведены сейсмогеологические разрезы (б) (Конторович и др., 2018)). 7 – Месторождения первой очереди из наиболее перспективного «первого слоя»: Южно-Карская НГО: 1 – Победа; 2 – Ленинградское; 3 – Русановское; Ямальная НГО: 4 – Малыгинское; 11 – Крузенштерновское; 12 – Южно-Крузенштерновское; 13 – Северо-Бованенковское; 14 – Восточно-Бованенковское; 16 – Бованенковское; 20 – Арктическое; 22 – Новопортовское. 8 – Месторождения второй очереди: Ямальная НГО: 5 – Тасийское; 6 – Северо-Тамбейское; 9 – Южно-Тамбейское; 10 – Харасавейское; 21 – Мало-Ямальское; Гыданская НГО: 25 – Геофизическое.

Кроме того, на основании закономерностей развития коллекторов в юрских отложениях установлено (Сусанина, 2008; Плесовских и др., 2009), что в изучаемом регионе перспективны зоны, приуроченные к региональным участкам выклинивания коллекторских толщ нижней и средней юры и участки, непосредственно примыкающие к крупным выступам доюрского основания, служившего местными источниками сноса материала. Здесь формируются литологически экранированные ловушки. На рис. 8 (Сусанина, 2011) приведены примеры сложного типа ловушек, закартированных на месторождениях Западной Сибири в глубоких горизонтах.

По мнению (Курышева, 2005; Шустер и др., 2011), низкая эффективность поискового бурения в доюрском НГК связана со слабым знанием закономерностей формирования ловушек и отсутствием их однозначного сейсмического «образа». В работе Н.К. Курышевой (Курышева, 2005) приводятся результаты исследования по выявлению характерных для определенных ловушек устойчивых признаков сейсмической волновой картины. На основании детального изучения эталонных нефтегазоносных объектов,

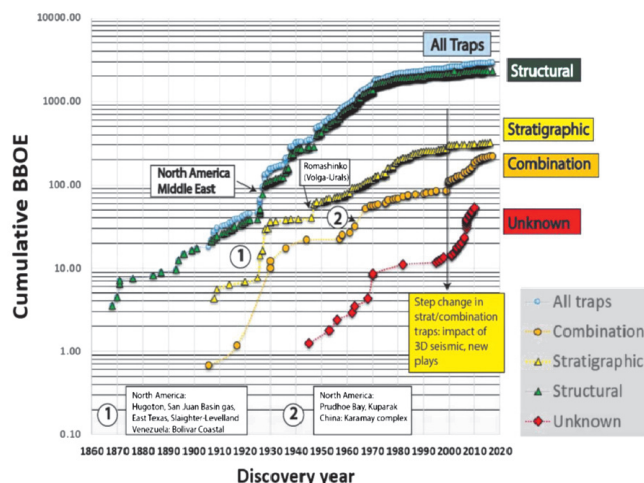


Рис. 7. Кривые выделенных по определённому признаку ловушек во времени (Dolson et al., 2018)

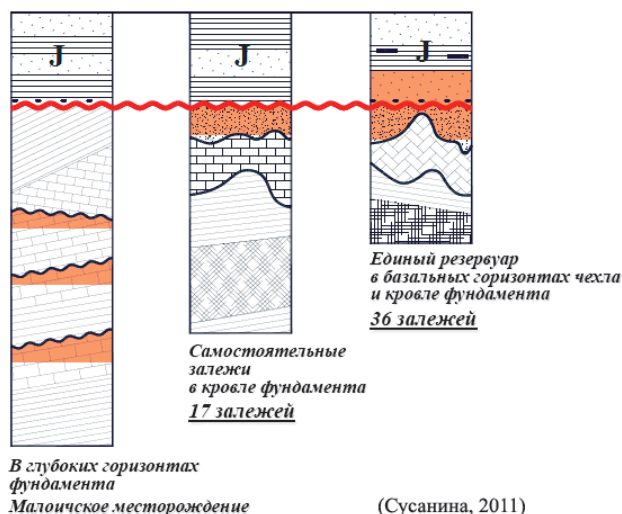


Рис. 8. Примеры типов залежей УВ в доюрском комплексе Западно-Сибирского НГБ (Сусанина, 2011). Тип коллектора – кавернозно-порово-трещинный. Пористость – до 44 %, проницаемость – до 2000 мД. Красная волнистая линия – граница юрского и доюрского комплексов

путем двухмерного сейсмогеологического моделирования установлены сейсмические «образы» доюрских ловушек на Шаимском вале; выявлены устойчивые признаки сейсмической записи, позволившие доказать, что часть ловушек относится к тектонически и стратиграфически экранированным, меньшая их часть – к комбинированным, имеющим и тектоническое и литологическое ограничения. Примеры различных типов, в том числе, неструктурных ловушек и их сейсмические образы использованы авторами при прогнозе ловушек (в том числе, неструктурных) по сейсмическим данным на севере Западной Сибири (Шустер и др., 2011).

Анализ геолого-геофизических данных (сейсморазведки МОГГ и бурения) позволяет на сегодняшний день выделить в разрезе три основных НГК: юрский, неоконский и апт-альб-сеноманский. Кроме того, перспективны триасовый, палеозойский чехольный и образования фундамента (Плесовских и др., 2009; Брехунцов и др., 2011; Конторович и др., 2018) (рис. 9, 10).

Толщины палеозойских платформенных отложений в Гыданской и Южно-Карской нефтегазоносных областях

(НГО) с появлением в разрезе триасового комплекса составляют суммарно 8–10 км, что существенно повышает перспективы нефтегазоносности этих отложений по сравнению с Ямальской НГО.

На Новопортовском месторождении, в Ямальской НГО открыта нефтяная залежь в палеозойских метаморфизованных карбонатах девонского возраста, приуроченная к комбинированной ловушке. В Южно-Карской НГО выделяются два погружения, где толщина платформенного палеозоя резко увеличивается до 12–14 км. В пределах выступа фундамента, разделяющего эти депрессии, толщина осадочного палеозоя составляет 5 км (рис. 9) (Конторович и др., 2018).

В юрском НГК открыты нефтегазоконденсатные залежи на Новопортовской, Харасовейской, Северо-Тамбейской, Геофизической и др. площадях, а также на месторождении Победа. Ряд залежей приурочен к тектонически экранированным ловушкам (Бованенковское месторождение).

В неокомском НГК выделяют клиноформы и шельфовые комплексы, четкой разделяющей границы между которыми не установлено. Это не типичные ловушки. Условия формирования неокомских отложений и постседиментационные тектонические процессы предопределили распределение в разрезе пород-коллекторов и флюидоупоров, т.е. типов ловушек для залежей УВ.

В шельфовой зоне глубоководные ачимовские песчаники линзовидного строения с резкой изменчивостью ФЕС пород содержат залежи УВ, сконцентрированные в литологически и структурно литологически экранированных ловушках.

В Ямальской НГО на временных разрезах неокомского комплекса (рис. 9) выделяется серия клиноформ, погружающихся в западном и северо-западном направлениях (Конторович, 2018). В Южно-Карской НГО неокомские отложения также имеют клиноформное строение.

По мнению (Брехунцова, Кислухин, 2001; Конторович и др., 2018), формирование неокомского комплекса происходило за счет поступления обломочного материала с Уральских гор и архипелага Новая Земля, с Запада и Восточно-Сибирской платформы, Енисейского кряжа, с востока.

В апт-альб-сеноманском НГК как на суше, так и в акватории крупные сеноманские газовые залежи приурочены к антиклинальным ловушкам. Аналогичная картина наблюдается и в апт-альбских, и турон-маастрихтских отложениях.

Опираясь, в том числе, и на анализ волновой картины и сейсмогеологической характеристики осадочных комплексов севера Западной Сибири, можно сделать вывод об усложнении с глубиной строения разреза Ямальского НГО и примыкающей акватории Карского моря и, как следствие, возрастании роли неантиклинальных комбинированных ловушек в формировании залежей УВ.

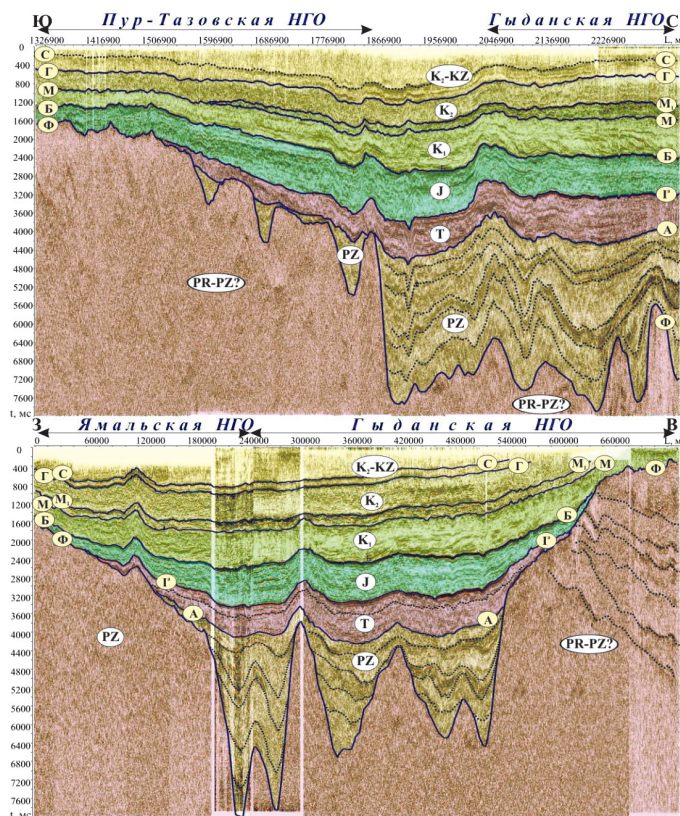


Рис. 10. Сейсмогеологические разрезы по профилям Reg_3 и Reg_109 (Конторович и др., 2018).

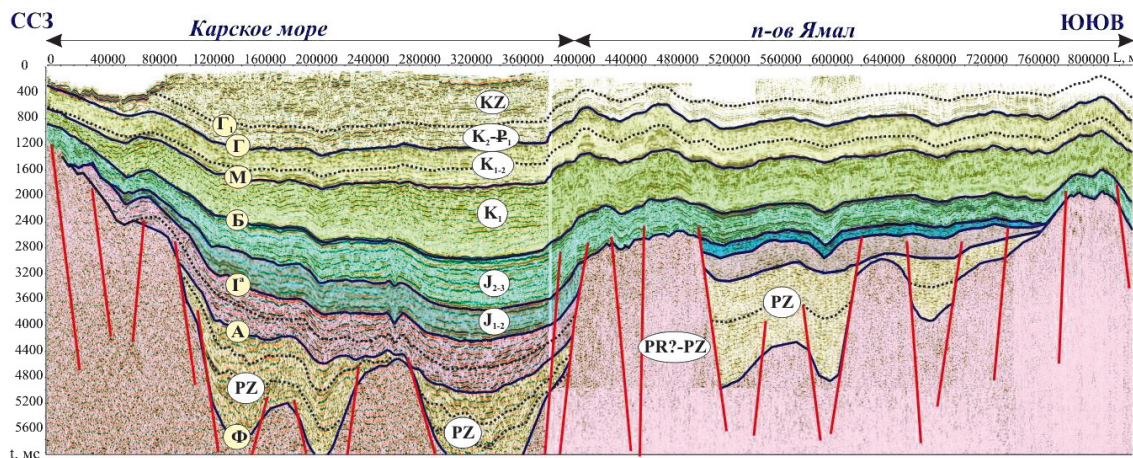


Рис. 9. Сейсмогеологический разрез по композитному профилю Reg_II-II (Карское море – п-ов Ямал) (Конторович и др., 2018). Основные (сплошная) и дополнительные (пунктирная) линии – реперные отражающие горизонты; их индексация и соответствующая стратиграфическая приуроченность: Ф – кровля фундамента; А – подошва терригенного триаса/ кровля домезозойского основания; Ia – подошва юры/кровля терригенного триаса; Б – кровля баженской свиты и ее аналогов, верхняя юра, волжский ярус; М – кровля кошайской (нейтинской) пачки, нижний мел, апт; Г – кровля кузнецовской свиты, верхний мел, турон; С – кровля ганькинской свиты, кровля мела; красные линии – разрывные нарушения.

Выводы

В результате проведенных исследований выявлены геолого-геохимические показатели, наиболее важные при формировании нефтегазовых скоплений в глубокозалегающих юрских и доюрских отложениях на севере Западной Сибири. А также локализованы перспективные зоны нефтегазонакопления и месторождения, в которых с высокой долей вероятности будут обнаружены нефтегазоконденсатные скопления в этих отложениях. Роль неантиклинальных ловушек как объектов поисково-разведочных работ с глубиной, по-видимому, будет возрастать.

С возрастанием глубин поисково-разведочного бурения и усложнением строения разреза возрастает количество залежей УВ, приуроченных к неантиклинальным комбинированным ловушкам, выявляемых в первоначально закартированных антиклинальных ловушках. Основное влияние на формирование неантиклинальных ловушек оказывают тектонический (в т.ч. геодинамический) фактор, а также литофациальные условия осадконакопления, вторичные процессы, геохимические и геофлюидодинамические условия. Рассмотрены методические приемы прогноза неантиклинальных ловушек.

Финансирование/Благодарности

Статья написана в рамках выполнения государственного задания №АААА-А19-119022890063-9 по теме «Развитие научно-методических основ поисков крупных скоплений УВ в неструктурных ловушках комбинированного типа в пределах платформенных нефтегазоносных бассейнов».

Авторы выражают благодарность рецензенту за замечания, позволившие дополнить и улучшить работу.

Литература

- Бостриков О.И., Ларичев А.И., Фомичев А.С. (2011). Геохимические аспекты изучения нижнесреднеюрских отложений Западно-Сибирской плиты в связи с оценкой их УВ-потенциала. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 6(3). http://www.ngtp.ru/rub/1/31_2011.pdf
- Бочкарев В.С. (2018). Распространение докембрийских метаморфитов, карбонатных платформ и палеозойских чехлов Западно-Сибирской геосинеклизы (методико-геофизический аспект). *Геология нефти и газа*, 3, с. 49–58. <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2018-3-49-58>
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. и др. (2000). Геолого-тектонические модели севера Западной Сибири и проблема поиска залежей УВ в глубоких горизонтах. *Сб.: Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геологоразведочных работ*. Пермь, с. 201–202.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Касьянов И.В., Сергеев С.А., Шокальский С.П. (2019). Новые данные о фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы и их геологическое значение. *Горные ведомости*, 1(161), с. 4–21.
- Брехунцов А.М., Монастырев Б.В., Нестеров (мл.) И.И. (2011). Закономерности размещения залежей нефти и газа Западной Сибири. *Геология и геофизика*, 52(8), с. 1001–1012. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.07.004>
- Брехунцова Е.А., Кислухин В.И. (2001). Особенности формирования и нефтегазоносность осадочного чехла полуострова Ямал. *Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений*, 5, с. 36–41.
- Галимов Э.М., Рыльков А.В., Хафизов Ф.З., Немченко-Равенская А.С., Немченко Т.Н., Севастьянов В.С., Коробейник Г.С. (2012). Историко-генетическая модель нефтегазообразования в глубоких горизонтах севера Западной Сибири. *Геология нефти и газа*, 6, с. 45–53.
- Дмитриевский А.Н., Шустер В.Л., Пуанова С.А. (2012). Доюрский комплекс Западной Сибири – новый этаж нефтегазоносности. Проблемы поисков, разведки и освоения месторождений углеводородов. Germany, Saarbruchen, Lambert Academic Publishing, 135 с.
- Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Елизаров Д.В., Шокальский С.П. (2016).

О возрасте и составе гнейсов из фундамента северо-западной части Западно-Сибирской плиты. *Литосфера*, 1, с. 59–73.

Извеков И.Б. (2013). Закономерности размещения месторождений углеводородов в зоне сочленения Ямальной, Гыданской и Надым-Пурской областей Западно-Сибирской мегапровинции. *Научно-технический сборник. Вести газовой науки*, 5(16), с. 74–80.

Казаненков В.А., Филимонова И.В., Немов В.Ю. (2019) Главные направления и задачи поисков нефти и газа в Западной Сибири на ближайшие десятилетия. *Бурение и нефть*, 10, с. 15–20. <https://doi.org/10.18303/B978-5-4262-0102-6-2020-088>

Кирюхина Т.А., Зонн М.С., Дзюбло А.Д. (2004). Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности нижне-среднеюрских и доюрских отложений севера Западной Сибири. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, 8, с. 22–30.

Кирюхина Т.А., Ульянов Г.В., Дзюбло А.Д., Холодилов В.А., Цемкало М.Л. (2011). Геохимические аспекты газонефтеносности юрских и доюрских отложений севера Западной Сибири и прилегающего шельфа. *Газовая промышленность*, 7, с. 66–74.

Клещев К.А., Шеин В.С. (2010). Нефтяные и газовые месторождения России. Справочник в 2-х кн. М.: ВНИГНИ, 1554 с.

Конторович А.Э., Бурштейн Л.М., Казаненков В.А., Конторович В.А., Костырева Е.А., Пономарева Е.В., Рыжкова С.В., Ян П.А. (2014). Баженовская свита – главный источник ресурсов нетрадиционной нефти в России. *Георесурсы, геозенергетика, геополитика*, 2(10). http://oilgasjournal.ru/vol_10/kontorovich.html

Конторович В.А., Аюнова Д.В., Гусева С.М. и др. (2018). Сейсмогеологическая характеристика осадочных комплексов и нефтегазоносности Ямальной, Гыданской и Южно-Карской нефтегазоносных областей (арктические регионы Западной Сибири, шельф Карского моря). *Геофизические технологии*, 4, с. 10–26. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201802403>

Костюченко С.Л. (2017) Минерально-сырьевая база, как основа формирования социально-экономической политики в Арктике. *Минеральные ресурсы России*, 5, с. 27–35.

Курышева Н.К. (2005). Прогнозирование, картирование залежей нефти и газа в верхней части доюрского комплекса по сейсмогеологическим данным в Шаимском нефтегазоносном районе и на прилегающих участках. *Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук*. Тюмень, 23 с.

Мещеряков К.А., Карасева Т.В., Кожанов Д.Д., Мещерякова О.Ю. (2019). Триасовый нефтегазоносный комплекс – потенциальный объект для прироста ресурсной базы Западной Сибири. *Вестник Пермского университета. Геология*, 18(1), с. 73–78. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201802403>

Нежданов А.А. (2004). Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири для целей прогноза и картирования неантиклинальных ловушек и залежей УВ. *Автореф. дисс. доктора геол.-мин. наук*. Тюмень, 44 с.

Плесовских И.А., Нестеров (мл.) И.И., Нечипорук Л.А., Бочкарев В.С. (2009). Особенности геологического строения северной части Западной Сибирской геосинеклизы и новые перспективные объекты для поисков углеводородного сырья. *Геология и геофизика*, 50(9), с. 1025–1034. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.08.004>

Пуанова С.А., Шустер В.Л. (2012). Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской платформы. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, 6, с. 20–26.

Пуанова С.А., Шустер В.Л. (2018). Новый взгляд на перспективы нефтегазоносности глубокозалегающих доюрских отложений Западной Сибири. *Георесурсы*, 20(2), с. 58–65.

Скоробогатов В.А., Давыдова Е.С., Кананыхина О.Г. (2017). Нефтеносность Западно-Сибирской мегапровинции. *Научно-технический сборник. Вести газовой науки*, 3(31), с. 13–28.

Сусанина О.М. (2011) Прогнозирование нефтеперспективных зон в палеозойских отложениях Западной Сибири по комплексу геофизических данных. X конференция ЗАО «Пангея»: Формула успеха в разведке и разработке месторождений нефти и газа. <https://docplayer.ru/35459081-Prognostirovanie-nefteperspektivnyh-zon-v-paleozoyskih-otlozheniyah-zapadnoy-sibiri-po-kompleksu-geofizicheskikh-dannyh.html>

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.

Чахмахчев В.А., Пуанова С.А. (1992). К проблеме диагностики нефтематеринских свит на примере баженовских отложений Западной Сибири. *Геохимия*, 1, с. 99–109.

Швембергер Ю.Н., Шустер В.Л., Меркулова О.Н. (1987). Внедрение новых экономико-математических методов (модель «Выбор») при выявлении первоочередных объектов для поисково-разведочного бурения. В кн.: *Новые технические средства поиска и освоения нефтегазовых ресурсов континентального шельфа СССР*. М.: МИНХиГП, 14 с.

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

Шустер В.Л., Пуланова С.А. (2014а). Вопросы освоения нетрадиционных запасов углеводородов фундамента Западной Сибири и многокритериальная оценка перспектив их нефтегазоносности. *Георесурсы*, 4(59), с. 53–58. <https://doi.org/10.18599/grs.59.4.9>

Шустер В.Л., Пуланова С.А. (2014б). Вероятностная оценка перспектив нефтегазоносности доюрского комплекса Западной Сибири с помощью геолого-математической программы «Выбор». *Нефтяное хозяйство*, 1, с. 16–19.

Шустер В.Л., Пуланова С.А. (2018). Методический подход к вероятностной количественной оценке перспектив нефтегазоносности глубокозалегающих отложений севера Западной Сибири. *Актуальные проблемы нефти и газа*, 3(22)

Шустер В.Л., Пуланова С.А. (2019а). Выбор первоочередных объектов в глубокозалегающих отложениях Ямалского полуострова на основе многокритериальной оценки геолого-геохимических данных. *Экспозиция Нефть Газ*, 1(68), с. 18–21.

Шустер В.Л., Пуланова С.А. (2019б). Углеводородные скопления в нетрадиционных ловушках глубокозалегающих отложений севера Западной Сибири – резерв прироста ресурсов нефти и газа. *Сб. научн.*

тр. конф.: Новые идеи в геологии нефти и газа 2019. Отв. ред. А.В. Ступакова. М.: Перо, с. 544–549.

Шустер В.Л., Пуланова С.А., Курышева Н.К. (2011). Новый подход к оценке нефтегазоносности образований фундамента. *Мат. межд. конф.: Современное состояние наук о Земле*. М., с. 2116–2118.

Dolson J., He Zhiyong, Horn Brian W. (2018). Advances and Perspectives on Stratigraphic Trap Exploration-Making the Subtle Trap Obvious. *Search and Discovery Article #60054*. http://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2018/60054dolson/ndx_dolson.pdf.html

Сведения об авторах

Владимир Львович Шустер – доктор геол.-мин. наук, профессор, главный научный сотрудник, Институт проблем нефти и газа РАН

Россия, 119333, Москва, Губкина, д. 3

e-mail: tshuster@mail.ru

Светлана Александровна Пуланова – доктор геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник

Институт проблем нефти и газа РАН

Россия, 119333, Москва, Губкина, 3

Статья поступила в редакцию 26.05.2020;

Принята к публикации 20.11.2020; Опубликована 30.03.2021

IN ENGLISH

Oil and gas potential of the deep-lying Jurassic and pre-Jurassic deposits of the North of Western Siberia in unconventional traps

V.L. Schuster*, S.A. Punanova

Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

*Corresponding author: Vladimir L. Shuster, e-mail: tshuster@mail.ru

Abstract. In-depth additional studies were carried out to assess oil and gas potential of deep-lying Jurassic and pre-Jurassic deposits of the northern territories of Western Siberia. As in previous work, the geological and mathematical program “Vybor” was used. Based on the first constructed series of model maps with probabilistic values of informative geochemical and geological parameters, the most promising both local and regional objects were selected.

Increasing complexity of the traps structure with depth was noted. As a rule, from the Cretaceous deposits to the Jurassic and Paleozoic, the type of trap from the predominant anticline (in the Cretaceous) changes to a much more complex combined one, which requires special approaches (and new technologies) to identify and explore such objects. Studies based mainly on seismic data indicate rather high oil and gas content of both the Paleozoic and Triassic deposits, which have a platform occurrence and large thicknesses, as well as crystalline basement formations. In this regard, unconventional combined traps of deep-lying deposits of the North of Western Siberia are of significant interest in terms of incremental oil and gas resources and reserves.

Keywords: oil and gas potential, pre-Jurassic complex, combined traps, unconventional traps, organic matter, vanadium, seismic methods

Recommended citation: Schuster V.L., Punanova S.A. (2021). Oil and gas potential of the deep-lying Jurassic and pre-Jurassic deposits of the North of Western Siberia in unconventional traps. *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 30–41. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.3>

Acknowledgments

The article was written within the framework of the state assignment No. AAAA-A19-119022890063-9 «Development of scientific and methodological fundamentals for the search of large hydrocarbon accumulations in non-structural traps of a combined type within platform oil and gas basins».

The authors thank the reviewer for the comments that made it possible to supplement and improve the work.

References

Bochkarev V.S. (2018). Distribution of Precambrian metamorphites, carbonate platforms and Paleozoic covers of the West Siberian geosyncline (methodological geophysical aspect). *Geologiya Nefti i Gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 3, pp. 49–58. <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2018-3-49-58> (In Russ.)

Bochkarev V.S., Brekhuntsov A.M., Deshchenya N.P. et al. (2000). Geological-tectonic models of the north of Western Siberia and the prospects of hydrocarbon deposits in deep horizons. Coll. papers: Criteria for assessing oil and gas content below industrially developed depths and determining priority areas for geological exploration. Perm, pp. 201–202. (In Russ.)

Bochkarev V.S., Brekhuntsov A.M., Kas'yanov I.V., Sergeev S.A., Shokal'skii S.P. (2019). New data on the basement of the West Siberian geosyncline and their geological significance. *Gornye vedomosti*, 1(161), pp. 4–21. (In Russ.)

Bostrikov O.I., Larichev A.I., Fomichev A.S. (2011). Geochemical aspects of Lower and Middle Jurassic sediments of the West-Siberian plate due to hydrocarbon potential evaluation. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 6(3). <http://www.ngtp.ru/rub/1/31-2011.pdf> (In Russ.)

Brekhuntsov A.M., Monastayrev B.V., Nesterov (ml.) I.I. (2011). Distribution patterns of oil and gas accumulations in West Siberia. *Russian Geology and Geophysics*, 52(8), pp. 781–791. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.07.004>

Brekhuntsov E.A., Kislukhin V.I. (2001). Features of formation and oil and gas content of the Yamal Peninsula sedimentary cover. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh mestorozhdenii*, 5, pp. 36–41. (In Russ.)

- Chakhmakhchev V.A., Puanova S.A. (1992). On the problem of diagnostics of oil source formations on the example of the Bazhenov deposits of Western Siberia. *Geokhimiya*, 1, pp. 99–109. (In Russ.)
- Dmitrievskii A.N., Shuster V.L., Puanova S.A. (2012). The pre-Jurassic complex of Western Siberia as the new stage of oil and gas content. Problems of prospecting, exploration and development of hydrocarbon deposits. Lambert Academic Publishing, Saarbruchen, Germany, 135 p. (In Russ.)
- Dolson J., He Zhiyong, Horn Brian W. (2018). Advances and Perspectives on Stratigraphic Trap Exploration-Making the Subtle Trap Obvious. Search and Discovery Article #60054. http://www.searchanddiscovery.com/pdf/documents/2018/60054dolson/ndx_dolson.pdf.html
- Fomin A.N., Kontorovich A.E., Krasavchikov V.O. (2001). Catagenesis of organic matter and petroleum potential of the Jurassic, Triassic, and Paleozoic deposits in the northern areas of the West Siberian megabasin. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 42(11–12), pp. 1875–1888. (In Russ.)
- Galimov E.M., Ryl'kov A.V., Khafizov F.Z., Nemchenko-Ravenskaya A.S., Nemchenko T.N., Sevast'yanov V.S., Korobeinik G.S. (2012). Historical and genetic model of oil and gas formation in the deep horizons of the north of Western Siberia. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 6, pp. 45–53. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Erokhin Yu.V., Elizarov D.V., Shokal'skii S.P. (2016). On the age and composition of gneisses from the basement of the northwestern part of the West Siberian plate. *Lithosphere (Russia)*, 1, pp. 59–73. (In Russ.)
- Izvekov I.B. (2013). Distribution patterns of hydrocarbon deposits in the junction zone of the Yamal, Gydan and Nadym-Pursk regions of the West Siberian megaprovince. *Vesti gazovoi nauki*, 5(16), pp. 74–80. (In Russ.)
- Kazanekov V.A., Filimonova I.V., Nemov V.Yu. (2019) Main directions and tasks of oil and gas prospecting in Western Siberia for the coming decades. *Burenie i neft*, 10, pp. 15–20. <https://doi.org/10.18303/B978-5-4262-0102-6-2020-088> (In Russ.)
- Kiryukhina T.A., Ul'yanov G.V., Dzyublo A.D. et al. (2011). Geochemical aspects of oil-gas content of Jurassic and pre-Jurassic deposits of the north of Western Siberia and the adjacent shelf. *Gazovaya promyshlennost' = Gas industry*, 7, pp. 66–70. (In Russ.)
- Kiryukhina T.A., Zonn M.S., Dzyublo A.D. (2004). Geological and geochemical prerequisites for the oil and gas content of the Lower-Middle Jurassic and pre-Jurassic deposits of the north of Western Siberia. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdenii*, 8, pp. 22–30. (In Russ.)
- Kleshchev K.A., Shein V.S. (2010). Oil and gas fields in Russia. Reference book in 2 books. Moscow: VNIGNI, 1554 p. (In Russ.)
- Kontorovich A.E., Burshtein L.M., Kazanekov V.A., Kontorovich V.A., Kostyreva E.A., Ponomareva E.V., Ryzhkova S.V., Yan P.A. (2014). The Bazhenov suite is the main reserve of unconventional oil in Russia. *Georesursy, geoenergetika, geopolitika*, 2(10). http://oilgasjournal.ru/vol_10/kontorovich.html (In Russ.)
- Kontorovich V.A., Ayunova D.V., Guseva S.M. et al. (2018). Seismogeological characteristics of sedimentary complexes and oil and gas content of the Yamal, Gydan and South Kara oil and gas regions (Arctic regions of Western Siberia, the shelf of the Kara Sea). *Geofizicheskie tekhnologii*, 4, pp. 10–26. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201802403> (In Russ.)
- Kostyreva E.A., Fomin A.N., Belyaev S.Yu. et al. (2008). Organic geochemistry of the Paleozoic deposits of the Shchuch'inskii protrusion of the Polar Urals. *Coll. papers: Basement, frame structures of the West Siberian Mesozoic-Cenozoic sedimentary basin, their geodynamic evolution and oil and gas bearing problems*. Novosibirsk, pp. 127–131. (In Russ.)
- Kostyuchenko S.L. (2017). Mineral resource base as the basis for the formation of socio-economic policy in the Arctic. *Mineral'nye resursy Rossii*, 5, pp. 27–35. (In Russ.)
- Kuryshcheva N.K. (2005). Forecasting, mapping of oil and gas deposits in the upper part of the pre-Jurassic complex based on seismic-geological data in the Shaim oil and gas region and adjacent areas. *Abstract Cand. geol. and min. sci. diss.* Tyumen, 23 p. (In Russ.)
- Meshcheryakov K.A., Karaseva T.V., Kozhanov D.D. Meshcheryakova O.Yu (2019). The Triassic oil and gas complex is a potential object for increasing the resource base of Western Siberia. *Bulletin of Perm University. Geology = Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya*, 18(1), pp. 73–78. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201802403> (In Russ.)
- Nezhdanov A.A. (2004). Seismogeological analysis of oil and gas deposits in Western Siberia for the purpose of forecasting and mapping non-anticlinal traps and hydrocarbon deposits. *Abstract Dr. geol. and min. sci. diss.* Tyumen, 44 p. (In Russ.)
- Plesovskikh I.A., Nesterov (ml.) I.I., Nechiporuk L.A., Bochkarev V.S. (2009). Structural features of the Northern West Siberian geosyncline and new exploration targets. *Russian Geology and Geophysics*, 50(9), pp. 789–796. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.08.004>
- Puanova S.A., Shuster V.L. (2012). Geological-geochemical conditions for oil and gas content availability of Pre-Jurassic deposits located on West-Siberian platform. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdenii*, 6, pp. 20–26. (In Russ.)
- Puanova S.A., Shuster V.L. (2018). A new approach to the prospects of the oil and gas bearing of deep-seated Jurassic deposits in the Western Siberia. *Georesursy = Georesources*, 20(2), pp. 67–80. <https://doi.org/10.18599/grs.2018.2.67-80>
- Shein V.S. (2012). Geology and oil and gas potential of Russia. Moscow: VNIGNI, 848 p. (In Russ.)
- Shuster V.L., Puanova S.A. (2014a). Development of Unconventional Hydrocarbon Sources in Western Siberia and Evaluation of Oil and Gas Prospects. *Georesursy = Georesources*, 4(59), pp. 53–58. <https://doi.org/10.18599/grs.59.4.9> (In Russ.)
- Shuster V.L., Puanova S.A. (2014b). Probabilistic estimation of oil-and gas prospects of hydrocarbon potential of a pre-Jurassic complex of Western Siberia by means of the geological and mathematical program “Choice”. *Neftyanoe khozyaystvo = Oil Industry*, 1, pp. 16–19. (In Russ.)
- Shuster V.L., Puanova S.A. (2018). A methodological approach to a probable quantitative assessment of the oil and gas potential of deep-seated deposits in the north of Western Siberia. *Aktual'nye problemy nefti i gaza*, 3(22). (In Russ.)
- Shuster V.L., Puanova S.A. (2019a). Selection of priority objects in deep-seated sediments of the Yamal Peninsula based on a multi-criteria assessment of geological and geochemical data. *Ekspozitsiya Neft' Gaz*, 1(68), pp. 18–21. (In Russ.)
- Shuster V.L., Puanova S.A. (2019b). Hydrocarbon accumulations in unconventional traps of deep-seated deposits in the north of Western Siberia - a reserve for the growth of oil and gas resources. *Proc. Conf.: New ideas in oil and gas geology*. Ed. A.V. Stupakova. Moscow: Pero, pp. 544–549. (In Russ.)
- Shuster V.L., Puanova S.A., Kuryshcheva N.K. (2011). A new approach to assessing the oil and gas content of basement formations. *Proc. Int. Conf.: Current state of the Earth sciences*. Moscow, pp. 2116–2118. (In Russ.)
- Shvemberger Yu.N., Shuster V.L., Merkulova O.N. (1987). Implementation of new economic and mathematical methods (“Vybor” model) in identifying priority targets for prospecting and exploration drilling. In the book: *New technical tools of prospecting and development of oil and gas resources of the USSR continental shelf*. Moscow: MINKhIGP, 14 p. (In Russ.)
- Skorobogatov V.A., Davydova E.S., Kananykhina O.G. (2017). Oil-bearing capacity of the West Siberian megaprovince. *Vesti gazovoi nauki*, 3(31), pp. 13–28. (In Russ.)
- Susanina O.M. (2011) Oil-promising zones prospecting in the Paleozoic sediments of Western Siberia using a set of geophysical data. *Proc. X Conf. of Pangea JSC: A formula for success in the exploration and development of oil and gas fields*. <https://docplayer.ru/35459081-Prognostirovanie-nefteperspektivnykh-zon-v-paleozoyskikh-otlozheniyah-zapadnoy-sibiri-po-kompleksu-geofizicheskikh-dannykh.html> (In Russ.)

About the Authors

Vladimir L. Shuster – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Chief Researcher, Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences
3, Gubkin st., Moscow, 119333, Russian Federation
e-mail: tshuster@mail.ru

Svetlana A. Puanova – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences
3, Gubkin st., Moscow, 119333, Russian Federation

Manuscript received 26 May 2020;

Accepted 20 November 2020;

Published 30 March 2021

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.4>

УДК 550.4:552.578.2

Ароматические соединения в битумоидах баженовской свиты севера Хантейской гемиантеклизы

И.С. Сотнич, Е.А. Костырева**Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия*

Рассмотрены основные черты геохимии индивидуальных ароматических соединений (фенантронов, дибензотиофенов, моно- и триароматических стероидов) в битумоидах, экстрагированных хлороформом из открытого (из образцов регулярной формы и грубого дробления ($\geq 0,5$ см)) и закрытого (из образцов мелкого дробления (0,25 мм)) порового пространства пород баженовской свиты. Различия в распределении ароматических соединений органического вещества баженовской свиты на севере Хантейской гемиантеклизы (Сургутский район, Ханты-Мансийский автономный округ, Западная Сибирь) связаны, главным образом, со степенью его катагенетической преобразованности. Установлено, что степень преобразованности аквагенного органического вещества баженовской свиты на территории исследования уменьшается в юго-западном направлении. Показано, что наиболее чувствительны к вариациям зрелости органического вещества в пределах одной градации катагенеза параметры: CPI, Ts/Tm, $1/K_i$, $((n-C_{17}+n-C_{18})/(Pr+Ph))$, MDR (4-МДБТ/1-МДБТ), ДБТИ $((2+3-МДБТ)/ДБТ)$ и ТАСИ (ТАС I/(ТАС I+ТАС II)). Замечена отчетливая тенденция к снижению и выравниванию значений некоторых показателей (ФИ, MPI, PP-1, MDR, ДБТИ и др.) в битумоидах закрытых пор по сравнению с битумоидами из открытого порового пространства, что, по-видимому, связано с удалением наиболее преобразованной, легкой и миграционно-способной части органического вещества из породы при извлечении битумоидов открытых пор.

Ключевые слова: органическое вещество, битумоиды, баженовская свита, ароматические соединения, катагенез, фенантроны, дибензотиофены, ароматические стероиды

Для цитирования: Сотнич И.С., Костырева Е.А. (2021). Ароматические соединения в битумоидах баженовской свиты севера Хантейской гемиантеклизы. *Георесурсы*, 23(1), с. 42–51. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.4>

Введение

Особенности состава и строения нефтяных углеводородов, образованных в ходе эволюции органического вещества (ОВ), особенно насыщенных углеводородов – биомаркеров, используются в качестве наиболее информативных показателей фациально-генетических условий осадконакопления и степени преобразованности органического вещества. Изучение ароматических соединений органического вещества может способствовать подтверждению и/или уточнению данных, полученных в результате исследований насыщенных фракций битумоидов и нефтей (Alexander et al., 1986; Колесников и др., 1991; Krüge, 2000; Конторович и др., 2004; Каширцев и др., 2018; Деревесникова и др., 2019). К числу таких ароматических соединений относятся углеводороды фенантренового ряда, моно- и триароматические стероиды, т.е. полициклические ароматические углеводороды (Radke et al., 1982; Alexander et al., 1986; Cassini et al., 1988; Budzinski et al., 1995; Borrego et al., 1997; и др.), а также сероароматические соединения (САС) – бензо- и дибензотиофены (Ludwig et al., 1981; Schou, Myhr, 1988; Radke, 1988; Santamaria-Orozco et al., 1998; Чахмахчев, Чахмахчев, 1995; и др.).

Дибензотиофены, как известно, являются хорошими индикаторами сильно восстановительных условий диагенеза морских осадков (Krüge, 2000; Чахмахчев, Чахмахчев, 1995; Конторович и др., 2004), поскольку их образование

обусловлено в основном процессами биохимического осернения липидов на ранних стадиях диагенеза (Конторович и др., 2004). Соотношения дибензотиофен/фенантрен и $\sum$ метилдибензотиофенов/ $\sum$ метилфенантронов могут выступать в качестве индикаторов палеогеографических и литофациальных обстановок формирования состава ОВ и нафтидов (Hughes et al., 1995; Чахмахчев, Виноградова, 2003). Для реконструкций условий осадконакопления используется относительное распределение как моноароматических стероидов (C_{27} – C_{30}), так и триароматических (C_{20} – C_{21} , C_{26} – C_{28}) (Колесников и др., 1991; Деревесникова и др., 2019), а также их соотношение ТАС/МАС (Конторович и др., 2004). В аквагенном ОВ, по данным А.Э. Конторовича с соавторами (Конторович и др., 2004), «стероиды в большей степени преобразуются в ТАС, а в террагенном ОВ – в МАС...».

Вместе с тем генетическое единство моно- и триароматических стероидов позволяет использовать их соотношение (ТАС/МАС) при оценке эволюции нафтидов: количество МАС уменьшается по сравнению с ТАС с увеличением зрелости (Mackenzie et al., 1982; Gallani, Cassani, 1992; Krüge, 2000). Соотношение концентраций высоко- и низкомолекулярных триароматических стероидов (ТАСИ = ТАС I/(ТАС I+ТАС II)) также используется для определения степени катагенетической преобразованности органического вещества (Чахмахчев, 1989; Колесников и др., 1991; Krüge, 2000; Конторович и др., 2004). Низкомолекулярные гомологи триароматических стероидов ТАС I (C_{20} – C_{21}) накапливаются при катагенезе либо из-за их большей относительной устойчивости к термическому преобразованию по сравнению с высокомолекулярными ТАС II (C_{26} – C_{28}),

* Ответственный автор: Инга Сергеевна Сотнич
e-mail: SotnichIS@ipgg.sbras.ru

© 2021 Коллектив авторов

либо из-за отрыва алкильного заместителя от циклической структуры ТАС II под действием температуры (Krüge, 2000; Деревесникова и др., 2019).

В процессе эволюции нафтидов в структурах фенантрена и дибензотиофена интенсивно проходят процессы алкилирования и изомеризации с перегруппировкой метильных радикалов в термодинамически более устойчивое положение (Radke et al., 1982; Radke, 1988; Чахмахчев, 1989; Чахмахчев, Чахмахчев, 1995; Budzinski et al., 1995), что позволяет применять метилфенантеновые и метилдибензотиофеновые отношения в качестве показателей термической зрелости ОБ. Среди метилфенантеновых показателей наиболее известными и широко используемыми являются MPR (*Methylphenanthrene ratio*), MPI, MPI-1, MPI-2 (*Methylphenanthrene Indices*), а также PP-1 и PP-1_{modified} (*Phenanthrene parameter*) (таблица).

В 2004 г. был предложен также фенантеновый индекс (Конторович и др., 2004). Среди дибензотиофеновых

параметров наиболее известными являются MDR (*Methyldibenzothiophene ratio*), MDR', MDR₁, MDR₄, MDR_{2,3} или ДБТИ (*Дибензотиофеновый индекс*) (таблица).

Информативность параметров зрелости, по мнению исследователей, зависит от генотипа органического вещества, так, например, фенантеновые параметры зрелости показывают наилучшую информативность для континентального ОБ (III тип керогена) (Radke et al., 1982; Cassini et al., 1988; Farrington et al., 1988; Krüge, 2000). В отличие от фенантеновых показателей, метилдибензотиофеновые отношения имеют одинаково высокую информативность при оценке зрелости продуктов преобразования как морского, так и континентального ОБ (II и III типы керогена) (Чахмахчев, Чахмахчев, 1995). Среди изомеров метилдибензотиофена особенно чувствительны к генотипу ОБ: 1-МДБТ и 4-МДБТ (Schou, Myhr, 1988), однако это влияние существенно только на небольших глубинах (в зонах распространения незрелого ОБ).

Показатель	Формула / Использование	Источник
Генотип ОБ:		
ТАС/МАС	Преобладание в аквагенном ОБ – ТАС, в террагенном – МАС	Конторович и др., 2004
Относительное распределение ТАС (C ₂₆ -C ₂₈)	Преобладание C ₂₆ в аквагенном ОБ	Колесников и др., 1991; Деревесникова и др., 2019
ДБТ/Φ, Σ МДБТ/Σ МΦ	Повышенные концентрации ДБТ и МДБТ свидетельствуют о восстановительных условиях диагенеза морских осадков	Hughes, Holba, Dzou, 1995; Чахмахчев, Виноградова, 2003; Конторович и др., 2004
Распределение МДБТ	Преобладание 4-МДБТ в аквагенном ОБ	Schou, Myhr, 1988; Парфенова, 2017
Степень преобразованности ОБ:		
Methylphenanthrene ratio, MPR	2МФ/1МФ	Увеличение значений с повышением степени преобразованности ОБ
Methylphenanthrene Index, MPI	$1,5 \cdot (2\text{МФ} + 3\text{МФ}) / (0,69 \cdot \Phi + 1\text{МФ} + 9\text{МФ})$	
MPI-1	$(1,89 \cdot (2\text{МФ} + 3\text{МФ})) / (P + 1,26 \cdot (1\text{МФ} + 9\text{МФ}))$	
MPI-2	$(2\text{МФ} + 3\text{МФ}) / (\Phi + 1\text{МФ} + 9\text{МФ})$	
Phenanthrene parameter, PP-1	$1\text{МФ} / (2\text{МФ} + 3\text{МФ})$	
PP-1 _{modified}	$(1\text{МФ} + 9\text{МФ}) / (2\text{МФ} + 3\text{МФ})$	
Фенантеновый индекс, ФИ	2МФ/Φ	
Methyldibenzothiophene ratio, MDR	4-МДБТ/1-МДБТ	
MDR'	$4\text{-МДБТ} / (1\text{-МДБТ} + 4\text{-МДБТ})$	
MDR ₁ , MDR ₄	MDR ₁ = 1-МДБТ/ДБТ MDR ₄ = 4-МДБТ/ДБТ	
MDR _{2,3} или ДБТИ (дибензотиофеновый индекс)	$(2 + 3\text{-МДБТ}) / \text{ДБТ}$	
Триароматический стерановый индекс, ТАСИ	ТАС I / (ТАС I + ТАС II)	

Таблица. Основные показатели ароматических соединений для определения генотипа ОБ и степени его преобразованности

В составе ароматических соединений ряда фенантрена обращают на себя внимание 1,2,8-триметилфенантрен и 1,1,7,8-тетраметил-1,2,3,4-тетрагидрофенантрен (ТМТГФ), имеющие родственную структуру (Killops, 1991; Borrego et al., 1997; Каширцев и др., 2018; Бурдельная и др., 2018). В серии триметилзамещенных производных фенантрена преобладающей формой всегда является 1,2,8-триметилфенантрен, который обнаруживается во всех типах ОБ (Killops, 1991; Budzinski et al., 1995; Borrego et al., 1997). Поскольку ТМТГФ является генетическим «предшественником» 1,2,8-триметилфенантрена (Каширцев и др., 2018; Бурдельная и др., 2018), их соотношение также может быть использовано в качестве дополнительного показателя зрелости.

Целью представленной работы является изучение особенностей распределения ароматических соединений в битумоидах, извлеченных из открытого и закрытого порового пространства пород баженовской свиты.

Материалы и методы

В качестве объекта исследования выбрано органическое вещество баженовской свиты центральных районов Западной Сибири, находящееся в главной фазе нефтеобразования ($МК_1^2$) (Фомин, 2011). Коллекция кернового материала отобрана из разрезов баженовской свиты Дружной, Новоуртъягунской, Повховской и Южно-Ягунской площадей (север Хантейской гемиантеклизы, Сургутский район, Ханты-Мансийский автономный округ), приуроченных к следующим тектоническим элементам: 1) Сургутский свод, 2) Хантейская гемиантеклиза, 3) Южно-Надымская мегамоноклиза и 4) зона сочленения гемиантеклизы и мегамоноклизы (рис. 1).

Баженовская свита на изучаемой территории представлена тонкослоистыми и тонкокристаллическими породами, слагаемыми глинистым, хемогенным кремнистым и карбонатным материалами (микститы, силициты, карбонаты и их «керогеновые» разновидности) (Конторович и др., 2016; Эдер и др., 2016). Общая геохимическая характеристика органического вещества, результаты исследования битумоидов открытых пор по разработанной в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука

СО РАН методике и особенности органического вещества в карбонатных породах баженовской свиты были ранее опубликованы (Костырева, Сотнич, 2017; Конторович и др., 2018; Эдер и др., 2019). Используемая в работе методика исследования разработана для обогащенных органическим веществом осадочных пород, к которым относится и баженовская свита (Конторович и др., 2018). Методика позволяет в едином цикле исследований определять пористость и нефтенасыщенность пород баженовской свиты и изучать геохимию (распределение, состав и генезис) битумоидов, заполняющих открытые и закрытые поры, а также сорбированных на матрице пород (Конторович и др., 2018а,б). В настоящей работе основное внимание уделено изучению ароматической фракции битумоидов (437 обр.), извлеченных как из открытого, так и закрытого порового пространства пород, методом хромато-масс-спектрометрии. Хромато-масс-спектрометрические (ХМС) исследования проводились на системе, включающей газовый хроматограф Agilent Technologies 6890, имеющий интерфейс с высокоэффективным масс-селективным детектором MSD 5973N и компьютерной системой (ChemStation) регистрации и обработки информации HPG 1034. Хроматограф снабжен кварцевой капиллярной колонкой HP-5 длиной 30 м, диаметром 0,25 мм. В качестве газа-носителя служил гелий со скоростью потока 1 мл/мин. Температура испарителя составляла 290 °С. Ввод проб проводился без деления потока. Программирование температуры начиналось от 100 °С (изотерма 4 мин) с последующим подъемом до 290 °С со скоростью 4 °С/мин и конечной изотермой в течение 30 мин. Ионизирующее напряжение источника – 70 эВ, температура – 230 °С. Масс-хроматограммы углеводородов (УВ) получены по общему ионному току (TIC), по фрагментным и молекулярно-массовым ионам m/z 178, 192, 206, 220 (фенантрены), m/z 184, 198, 212, 226 (дибензотиофены), m/z 253, 231 (моно- и триароматические стероиды), а также m/z 219 (для ретена) и m/z 223 (для 1,1,7,8-тетраметил-1,2,3,4-тетрагидрофенантрена). Типовые хромато-масс-фрагментограммы ароматических



Рис. 1. Фрагмент тектонической карты юрского структурного яруса Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (Тектоническая основа – Конторович и др., 2001). Карта ранее опубликована в работе (Эдер и др., 2019).

соединений хлороформенных битумоидов баженовской свиты всех литологических разностей, включая и карбонатные (опубликованные ранее в работе (Эдер и др., 2019)) приведены на рис. 2. Идентификация соединений осуществлялась по времени удерживания путем сравнения полученных масс-фрагментограмм с уже имеющимися, а также с опубликованными данными, включая библиотеку Национального института стандартов (The National Institute of Standards and Technology, NIST).

Результаты исследований

Фациально-генетический тип органического вещества

Состав и распределение ароматических соединений битумоидов (фенантроны, дибензотиофены и ароматические стероиды) хорошо отражают генетический тип ОВ (Колесников и др., 1991; Hughes et al., 1995; Чахмахчев, Чахмахчев, 1995; Krüge, 2000; Конторович и др., 2004).

В составе фенантронов, составляющих 40–60 % от суммы всех ароматических соединений, идентифицированы голаядерный фенантрен, метилфенантроны, диметилфенантроны и триметилфенантроны (рис. 2). Среди них на Повховской и Новоортьягунской площадях преобладают метил- и диметилфенантроны, в то время как голаядерный фенантрен варьирует в широком диапазоне – от почти полного отсутствия, до концентраций на уровне метилфенантронов. Концентрации метилфенантронов увеличиваются в ряду 3-МФ < 2-МФ < 1-МФ < 9-МФ, при этом содержание 9-МФ составляет около 30–50 % от суммы метилфенантронов, 1-МФ – 25–30 %, а содержания 2- и 3-МФ не превышают 20 %. На Дружной и Южно-Ягунской площадях в наибольших концентрациях присутствуют голаядерный фенантрен и метилфенантроны при доминировании в большинстве образцов голаядерного фенантрена. Подобное распределение фенантренового ряда отмечено в верхнеюрско-нижнемеловых нефтях Колтогорского прогиба (Белицкая и др., 2008).

Среди триметилзамещенных производных фенантрена (ТМФ) на всех площадях отмечаются высокие концентрации 1,7,8- (или 1,2,8-) триметилфенантрена. Высокое содержание 1,7,8-ТМФ в баженовской свите может быть объяснено его происхождением из бактерий путем деградации гопаиноидов (Killors, 1991). На Южно-Ягунской площади в изученных битумоидах идентифицирован также 1,1,7,8-тетраметил-

1,2,3,4-тетрагидрофенантрен (ТМТГФ) – до 3,5 % от суммы всех соединений фенантренового ряда. Повышенные концентрации ТМТГФ, по данным В.А. Каширцева с соавторами (Каширцев и др., 2018), наряду с высокими концентрациями среди триметилфенантронов 1,7,8-триметилфенантрена, свидетельствуют о планктонно-водорослево-бактериальном составе исходного ОВ. В составе УВ фенантренового ряда в битумоидах Южно-Ягунской и Новоортьягунской площадей также идентифицировано соединение 1-метил,7-изопропил-фенантрен (ретен) – до 2,5 % от суммы всех соединений фенантренового ряда. Присутствие ТМТГФ и ретена ранее уже отмечалось в нефтях меловых и юрских отложений Западной Сибири (Белицкая и др., 2008).

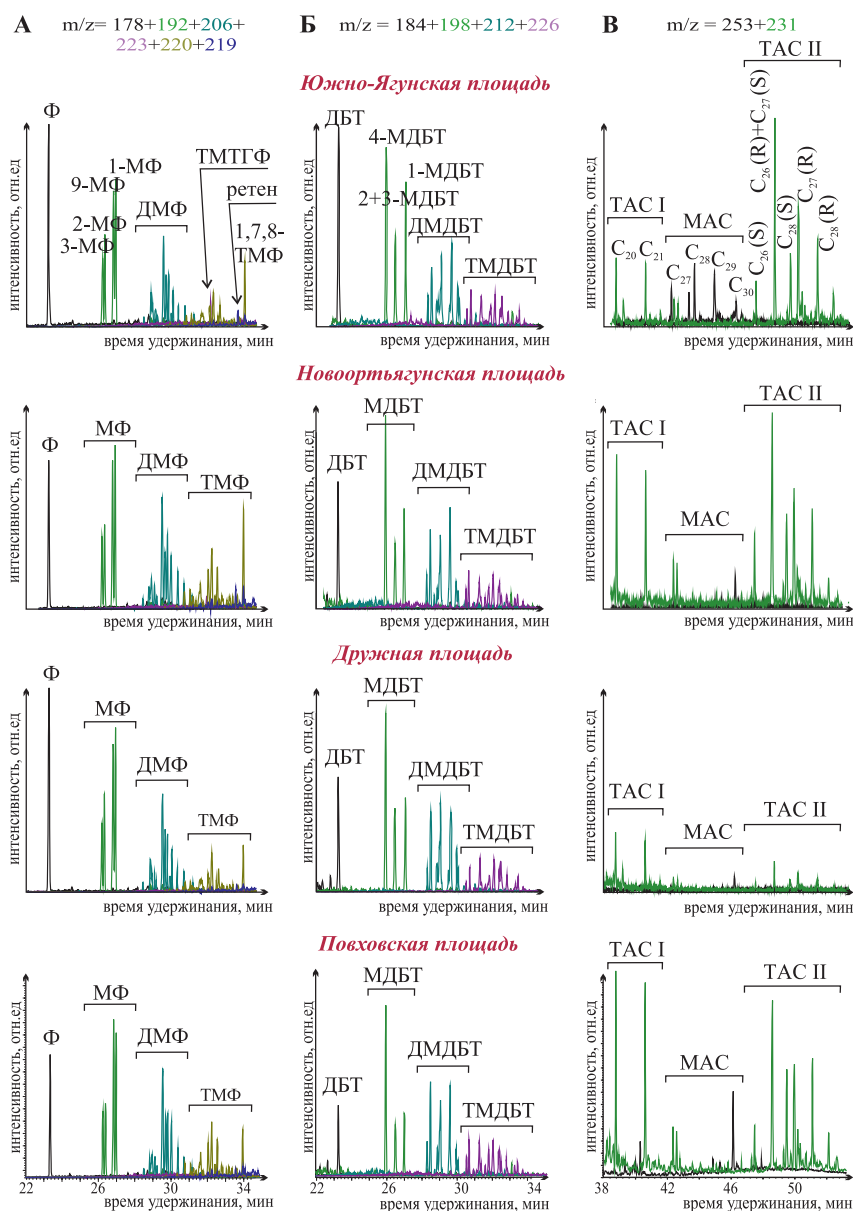


Рис. 2. Типовые хромато-масс-фрагментограммы ароматических соединений в хлороформенных битумоидах баженовской свиты (по (Эдер и др., 2019) с дополнениями): А – трициклические ароматические углеводороды фенантренового ряда: Ф – фенантрен, МФ – метилфенантроны, ДМФ – диметилфенантроны, ТМФ – триметилфенантроны, ТМТГФ – тетрагидрофенантрен; Б – сероароматические соединения ряда дибензотиофена: ДБТ – дибензотиофен, МДБТ – метилдибензотиофены, ДМДБТ – диметилдибензотиофены, ТМДБТ – триметилдибензотиофены; В – ароматические стероиды: MAC – моноароматические стероиды состава C_{27} – C_{30} ; ТАС I – триароматические стероиды состава C_{20} – C_{21} , ТАС II – триароматические стероиды состава C_{26} – C_{28} .

В составе изученных ароматических соединений фиксируется повышенное (до 45 % и выше) содержание сероароматических соединений ряда дибензотиофена (голаядерный дибензотиофен ($C_{12}H_8S$), его метил-, диметил- и триметилзамещенные гомологи) (рис. 2). По мнению А.Э. Конторовича и Е.А. Белицкой с соавторами, такое повышенное содержание САС в ОВ и нефтях баженковского горизонта может быть свидетельством сероводородного заражения придонных вод Западно-Сибирского морского бассейна в волжское время (Конторович и др., 2004; Белицкая и др., 2008 и др.).

Метилдибензотиофены, которые в изученных битумоидах баженковской свиты преобладают над остальными гомологами, представлены 1-, 2-, 3- и 4-метилзамещенными изомерами, их содержание в битумоидах увеличивается в ряду 2+3-МДБТ < 1-МДБТ < 4-МДБТ (в пропорциях, в среднем, 20:30:50), что также характерно для аквагенного ОВ (Schou, Myhr, 1988; Парфенова, 2017).

Распределение моноароматических стероидов в битумоидах баженковской свиты изменяется незакономерно. Их концентрации варьируют в широких пределах, от довольно значительных до почти полного отсутствия (рис. 2). Отношение ТАС/МАС в изученной коллекции битумоидов всегда превышает 2.

Среди триароматических стероидов идентифицированы как высокомолекулярные (ТАС II) состава C_{26} – C_{28} , так и низкомолекулярные (ТАС I) состава C_{20} – C_{21} . Повышенные концентрации ТАС I отмечаются на Дружной (40–60 % от суммы ТАС) и Повховской (30–50 %) площадях, на Южно-Ягунской и Новоортьягунской преобладают ТАС II (более 70 % от суммы ТАС). Среди высокомолекулярных триароматических стероидов C_{26} – C_{28} во всех битумоидах в наибольших концентрациях присутствует C_{26} , что согласуется с представлениями о механизме образования ароматического стероида C_{26} из предшествующего ему стерана C_{27} (Колесников и др., 1991; Деревесникова и др., 2019). Триароматические стероиды C_{27} и C_{28} находятся примерно в равных концентрациях.

Таким образом, распределение ароматических соединений (высокие концентрации дибензотиофенов, повышенные значения отношения ТАС/МАС, повышенные концентрации триароматических стероидов C_{26}) подтверждают аквагенную природу ОВ баженковской свиты, что согласуется с результатами исследования индивидуального состава насыщенной фракции битумоидов (одномодальное распределение н-алканов с преобладанием низкомолекулярных н-алканов состава C_{16} – C_{19} , отношение $Pg/Ph \leq 1$, стерановый индекс $C_{29}/C_{27} = 0,6–0,8$, трициклановый индекс $I_{tc} = 0,2–0,6$, отношения гомопанов $C_{35}/C_{34} = 0,7–1$).

Катагенетическая преобразованность (зрелость) органического вещества

В качестве показателей зрелости органического вещества, основанных на распределении ароматических соединений, рассматриваются, как было указано выше (таблица), следующие параметры: фенатреновый индекс (ФИ), метилфенантреновые индексы (MPI, MPI-I, MPI-2, PP-1 и PP-1^{modified}), дибензотиофеновый индекс (ДБТИ), метилдибензотиофеновое отношение (MDR), триароматический стерановый индекс (ТАСИ).

Фенантреновый индекс (ФИ) в битумоидах баженковской свиты на всех площадях изменяется преимущественно от 0,3 до 0,5, однако повышенные значения (0,6–1,0) отмечаются в образцах Повховской и Новоортьягунской площадей битумоидов открытых пор (рис. 3).

Метилфенантреновые индексы (MPI, MPI-1 и MPI-2) в битумоидах изменяются в основном в пределах значений 0,4–0,6. В битумоидах открытых пор значения этих параметров выше, чем в закрытых (рис. 3). Для битумоидов Повховской и Новоортьягунской площадей характерны повышенные значения этих параметров (до 1,0), что указывает на их большую преобразованность по сравнению с битумоидами Дружной и Южно-Ягунской площадей.

Метилфенантреновое отношение (PP-1) варьирует от 0,8 до 1,0 на всех площадях. Значения этого параметра в битумоидах закрытых пор по сравнению с открытыми увеличивается на Дружной площади, уменьшается на Повховской и Новоортьягунской (рис. 3). В отличие от PP-1, значения модифицированного параметра PP-1^{modified} остаются постоянными. В южно-ягунских и дружных битумоидах разброс значений PP-1^{modified}, как правило, 1,5–2,0, а в новоортьягунских и повховских битумоидах – 2,0–4,0.

Значения метилдибензотиофенового отношения (MDR) в битумоидах закрытых пор дифференцируются по площадям, увеличиваясь в ряду: Южно-Ягунская (1,1÷1,5, при среднем 1,3) → Новоортьягунская (1,5÷2,3, при среднем 1,8) → Дружная (1,7÷2,3, при среднем 2,0) → Повховская (2,1÷2,9, при среднем 2,5) (рис. 3). Для битумоидов открытых пор тенденция сохраняется, но менее контрастно.

Повышенные значения (до 4,0) дибензотиофенового индекса (ДБТИ) подтверждают, что наиболее преобразованным является органическое вещество баженковской свиты Повховской и Новоортьягунской площадей, при этом в битумоидах закрытых пор этот параметр снижается – до 1,0 (рис. 3). Для южно-ягунских и дружных битумоидов этот показатель не изменяется для открытых и закрытых пор – 0,3–0,6 (рис. 3).

Распределение высших и низших гомологов триароматических стероидов в битумоидах баженковской свиты свидетельствует о большей преобразованности органического вещества Дружной и Повховской площадей по сравнению с Южно-Ягунской и Новоортьягунской.

Значения ТАСИ во всех битумоидах Повховской и Дружной площадей варьируют преимущественно от 0,3 до 0,6, в Новоортьягунской и Южно-Ягунской – от 0,1 до 0,3 (рис. 3).

Для уточнения степени катагенетической преобразованности ОВ рассмотрены показатели, рассчитанные по насыщенным УВ-биомаркерам, такие как CPI, Ts/Tm, стерановые отношения $\alpha\alpha 20S/\alpha\alpha 20R$ C_{29} и $(\beta\beta 20S+20R)/\alpha\alpha 20R$ C_{29} , а также отношение $1/K_1 = (n-C_{17} + n-C_{18})/(Pr+Ph)$ (Чахмахчев и др., 1995; Петров, 1984; Конторович и др., 2004; Peters et al., 2005; Гончаров и др., 2004, 2013 и др.).

Значения индекса CPI в битумоидах баженковской свиты как открытых, так и закрытых пор варьируют от 0,8 до 1,2, причем 85 % всей исследуемой выборки попадает в диапазон значений 0,9–1,0.

Значения параметра $1/K_1$ изменяются от 1 до 3,5, наибольших значений достигая в битумоидах открытых пор Повховской и Дружной площадей (>2,5).

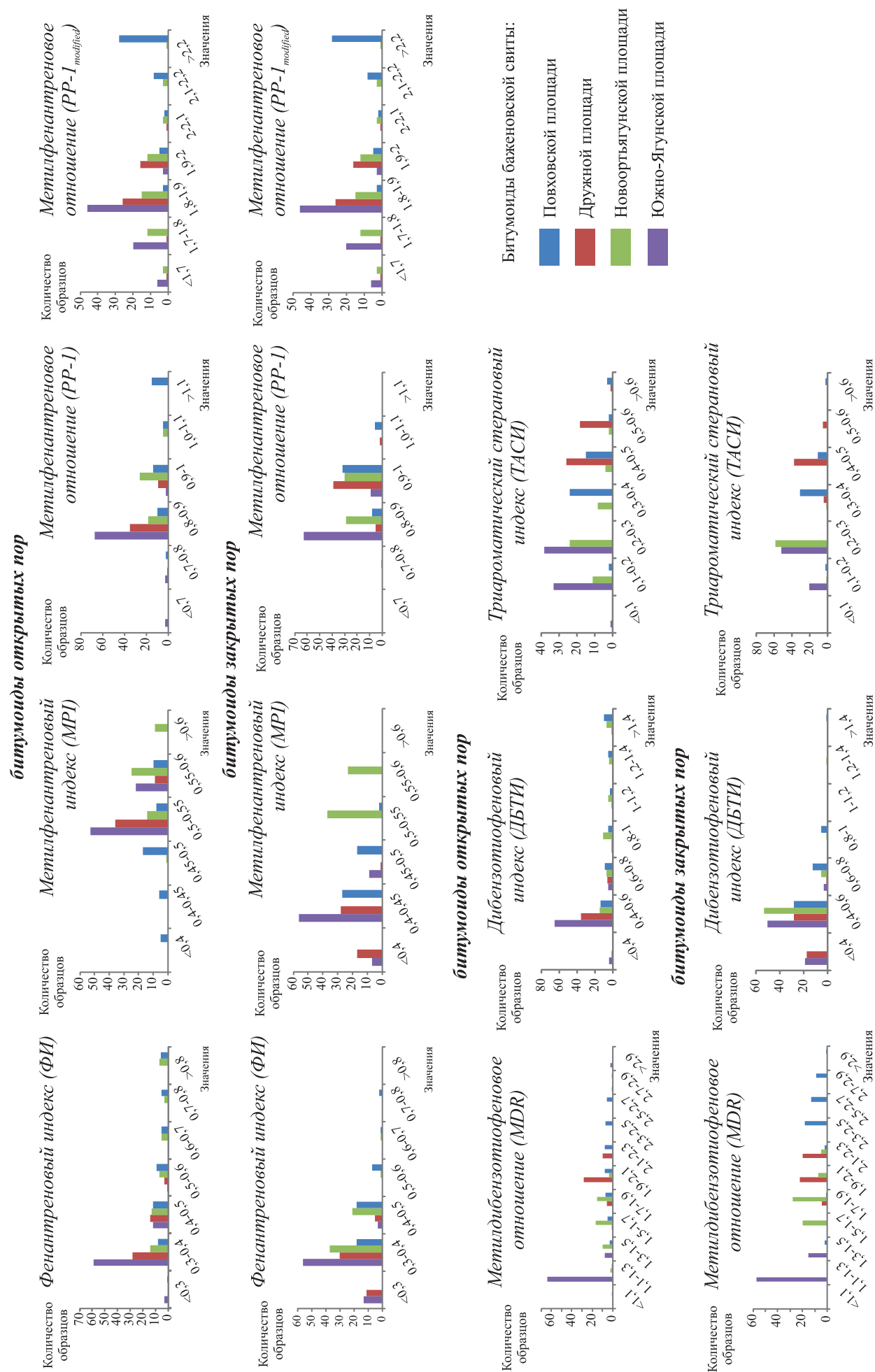


Рис. 3. Значения показателей катагенетической преобразования органического вещества баженовской свиты, рассчитанных по концентрациям ароматических соединений в хлороформ-мненых битумоидах открытых и закрытых пор

В битумоидах закрытых пор значения $1/K_1$ этих образцов снижаются до 2–2,5. Значения показателя для образцов Новоортьягунской и Южно-Ягунской площадей изменяются в основном в пределах 1–1,5 в битумоидах закрытых пор и 1–2 в битумоидах открытых пор.

Значения отношения стеранов $(\beta\beta 20S+20R)/\alpha\alpha 20R$ C_{29} варьируют в битумоидах от 3,0 до 5,5, при этом дифференциации по территории не наблюдается. Значения отношения $\alpha\alpha 20S/\alpha\alpha 20R$ стеранов C_{29} в образцах Повховской площади изменяются преимущественно от 0,6 до 1, в образцах Дружной и Южно-Ягунской – от 0,8 до 1,2, в образцах Новоортьягунской площади – от 1 до 1,6. В битумоидах закрытых пор по сравнению с битумоидами открытого порового пространства отмечается тенденция занижения значений этих параметров.

Соотношение трисноргопанов Ts/Tm довольно хорошо разграничивает коллекцию битумоидов на изучаемой территории, при этом битумоиды открытого и закрытого порового пространства пород характеризуются близкими значениями. Разброс значений Ts/Tm определяется интервалами: на Повховской площади (76 % образцов) – 1,25–1,5, Дружной площади (82 %) – 1,0–1,25, Новоортьягунской площади (67 %) – 0,75–1, на Южно-Ягунской площади (92 %) – 0,5–0,75. Средние значения этого параметра в образцах Повховской, Дружной, Новоортьягунской и Южно-Ягунской площадей составляют 1,3; 1,0; 0,8 и 0,6, соответственно.

Таким образом, анализ молекулярных параметров показал уменьшение степени зрелости органического вещества баженовской свиты в пределах Хантейской гемиянтеклизы в юго-западном направлении – от Повховской площади к Южно-Ягунской (рис. 1, 4). По результатам углепетрографических (отражательная способность витринита $R_{vt}^o = 0,67–0,78$) и пиролитических ($T_{max} = 436–449$ °C) исследований керн (по данным А.Н. Фомина и В.Н. Меленевского) ОВ находится в главной фазе нефтеобразования (грация катагенеза $МК_1^2$) (Фомин, 2011; Конторович и др., 2018; Лопатин, Емец, 1987; Грамберг и др., 2001).

Поскольку процессы катагенетического преобразования ОВ в одинаковой мере влияют на битумоиды из открытого и закрытого порового пространства пород, то отмечаемые в них различия значений показателей зрелости ОВ объясняются влиянием миграционных процессов, которые, в первую очередь, сказываются на битумоидах открытых пор (Белецкая, Боровая, 1977). По мнению Гордадзе Г.Н. и Русиновой Г.В., истинная степень зрелости ОВ в течение геологического времени может «затушевываться» из-за постоянной подпитки термодинамически менее устойчивыми новообразованными УВ, и при прочих равных условиях степень зрелости ОВ коррелирует с групповым составом нефтей (и битумоидов) (Гордадзе, Русинова, 2003). По результатам битуминологического анализа, групповой состав изученных битумоидов закрытых пор характеризуется пониженным содержанием углеводородов, большим содержанием асфальтенов по сравнению с битумоидами открытых пор. Содержание УВ в битумоидах открытых пор достигает 80 % на битумоид, а концентрация асфальтенов – около 10 %. В битумоидах закрытых пор содержание УВ изменяется от 40 до 60 % на битумоид, а асфальтенов увеличивается до 20 %.

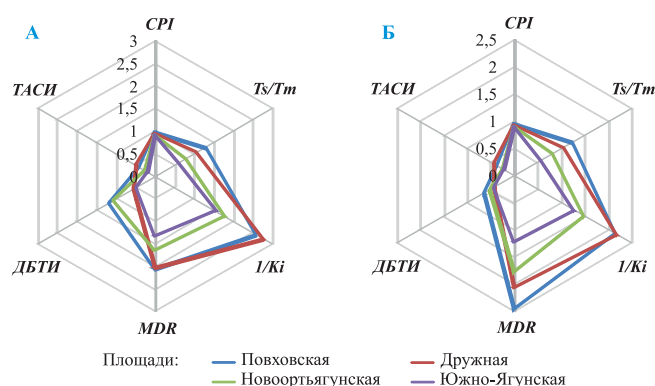


Рис. 4. Преобразованность ОВ баженовской свиты в битумоидах из открытого (А) и закрытого (Б) порового пространства пород

Наиболее легкий групповой состав наблюдается в битумоидах открытых пор Новоортьягунской и Повховской площадей, где насыщенных углеводородов в 2 раза больше, чем ароматических. В битумоидах Дружной и Южно-Ягунской площадей концентрация ароматических УВ увеличивается (отношение насыщенные УВ/ароматические УВ в среднем ≈ 1). В битумоидах закрытых пор отношение насыщенные УВ/ароматические УВ в среднем уменьшается по сравнению с открытыми (1,29; 0,98; 0,81; 0,67, соответственно, для Повховской, Новоортьягунской, Дружной и Южно-Ягунской площадей).

Обсуждение и выводы

Характер распределения ароматических соединений в битумоидах баженовской свиты на территории Хантейской гемиянтеклизы хорошо сопоставим с распределением индивидуальных соединений насыщенной фракции битумоидов, что позволяет использовать их для определения условий формирования и дальнейшей преобразованности органического вещества в процессе катагенеза.

Анализ молекулярных параметров, характеризующих фациально-генетический тип исходного органического вещества, таких как распределение нормальных алканов, отношение Pr/Ph , стерановый индекс, трициклановый индекс, гомогпановый индекс, а также повышенное содержание дибензотиофенов, распределение метилдибензотиофенов, преобладание триароматических стероидов над моноароматическими, преобладание C_{26} среди триароматических стероидов, подтверждает резковосстановительную обстановку в осадках в диагенезе и аквагенную природу ОВ баженовской свиты, а также генетическое единство битумоидов, извлеченных из открытого и закрытого порового пространства пород.

Различия в распределении ароматических соединений ОВ на территории исследования, связаны, главным образом, со степенью его катагенетической преобразованности (зрелости). Несмотря на довольно близкое территориальное расположение изучаемых площадей, преобразованность ОВ на севере Хантейской гемиянтеклизы (Сургутский район ХМАО) уменьшается в юго-западном направлении: от Повховской площади, приуроченной к Южно-Надымской мегамоноклизе, к Новоортьягунской (зона сочленения Южно-Надымской мегамоноклизы и Хантейской гемиянтеклизы) и Дружной (собственно

Хантейская гемиянтеклиза) площадям, и затем к Южно-Ягунской площади (Сургутский свод).

По информативности использования показатели, характеризующие степень зрелости ОВ, можно разделить на информативные и слабоинформативные. К первым относятся CPI , Ts/Tm , $1/K_1 = (n-C_{17} + n-C_{18})/(Pr+Ph)$, $MDR = 4\text{-МДБТ}/1\text{-МДБТ}$, $ДБТИ = (2+3\text{-МДБТ})/ДБТ$ и $TACI = TAC\text{ I}/(TAC\text{ I}+TAC\text{ II})$ (рис. 4), к последним – отношения стеранов $\alpha\alpha 20S/\alpha\alpha 20R\ C_{29}$ и $(\beta\beta 20S+20R)/\alpha\alpha 20R\ C_{29}$, фенантроновые индексы MPI , $MPI-1$, $MPI-2$, $PP-1$ (за исключением, может быть, $PP-1_{modified}$). Наиболее информативными и контрастными геохимическими показателями катагенетической преобразованности ОВ являются соотношения алканов ($1/K_1$), трисноргопанов (Ts/Tm) и дибензотиофенов (MDR и $ДБТИ$). Ранее исследователями (Конторович и др., 2004; Гончаров и др., 2004; 2013) уже отмечалась эффективность этих показателей для ОВ баженовской свиты.

Кроме того, значения некоторых показателей (ФИ, MPI , $PP-1$, MDR , $ДБТИ$, $1/K_1$, $(\beta\beta 20S+20R)/\alpha\alpha 20R\ C_{29}$, $\alpha\alpha 20S/\alpha\alpha 20R\ C_{29}$) отличаются в битумоидах, извлеченных из открытого и закрытого порового пространства пород. Замечена отчетливая тенденция к снижению и выравниванию значений этих параметров в битумоидах закрытых пор по сравнению с битумоидами из открытого порового пространства. Ранее такой эффект был отмечен при сравнении «связанного» и «легкорастворимого» битумоидов баженовской свиты Салымского месторождения (Снимщикова и др., 1989). По-видимому, такая закономерность связана с удалением наиболее преобразованной, легкой и миграционно-способной части битумоида из породы при извлечении битумоидов из открытых пор.

Финансирование/Благодарности

Работа выполнена при поддержке проектов ФНИ № 0331-2019-0022 «Органическая геохимия и история геологического развития доминантных нефтегазовых систем верхнего протерозоя и фанерозоя Сибири» и № 0266-2019-0006 «Разработка методов оценки ресурсов, разведки и подсчета запасов залежей трудноизвлекаемой нефти в углеродистых карбонатно-глинисто-кремнистых, карбонатных и засоленных песчаных коллекторах».

Авторы выражают большую благодарность рецензенту за качественный, профессиональный и детальный анализ статьи, а также за ценные и полезные комментарии и замечания.

Литература

- Белецкая С.Н., Боровая Г.М. (1977). Закономерности распределения подвижных компонентов рассеянного органического вещества в поровой системе пород. *Тезисы докладов VIII Межд. конгресса по органической геохимии*, Т.1, с. 90–96.
- Белицкая Е.А., Серебренникова О.В., Кадычаров П.Б. (2008). Нефти Колтогорского прогиба и прилегающих районов (Западная Сибирь). Особенности состава ароматических соединений. *Нефтехимия*, 48(4), с. 262–270.
- Бурдельная Н.С., Бушнев Д.А., Деревесникова А.А. (2018). 1,2,8-триметилфенантрен в составе битумоида и нефтей доманика Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. *Тезисы докладов межд. конф. «Перспективные материалы с иерархической структурой для новых технологий и надежных конструкций» и «Химия нефти и газа»*. Томск: Изд. ТГУ, с. 671. DOI: 10.17223/9785946217408/420
- Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Носова С.В. (2004). Молекулярные параметры катагенеза органического вещества пород баженовской свиты Томской области. *Геология нефти и газа*, 5, с. 53–60.
- Гончаров И.В., Самойленко В.В., Носова С.В., Обласов Н.В. (2005). Способ определения зрелых нефтематеринских пород. Патент № 2261438 РФ, МПК7 G 01 N 30/02, G 01 V 9/00.

- Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В., Фадеева С.В. (2013). Катагенез органического вещества пород баженовской свиты юго-востока Западной Сибири (Томская область). *Нефтяное хозяйство*, 10, с. 32–37.
- Гордадзе Г.Н., Русинова Г.В. (2003). Достоверность оценки степени зрелости органического вещества по углеводородам-биомаркерам. *Мат. V Межд. конф. «Химия нефти и газа»*. Томск: ИХН СО РАН, с. 127–129.
- Грамберг И.С., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И. (2001). Катагенетическая зональность осадочного чехла баренцевоморского шельфа в связи с нефтегазоносностью. *Геология и геофизика*, 42(11–12), с. 1808–1820.
- Деревесникова А.А., Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С. (2019). Ароматические биомаркеры стеранового и гопанового рядов в верхнедевонских нефтях и битумоидах доманиковых отложений Тимано-Печорского бассейна. *Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН*, 5, с. 3–12. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-5-3-12
- Каширцев В.А., Парфенова Т.М., Головки А.К., Никитенко Б.Л., Зуева И.Н., Чалая О.Н. (2018). Биомаркеры-фенантроны в органическом веществе докембрийских и фанерозойских отложений и в нефтях Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, 59(10), с. 1720–1729. DOI: 10.15372/GiG20181013
- Колесников А.Ю., Найденов О.В., Матвеева И.А. (1991). Реликтовые полициклические ароматические углеводороды как показатели условий генезиса нефтей. *Нефтехимия*, 31(6), с. 723–736.
- Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И. (2001). Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и их значение для органической геохимии. *Геология и геофизика*, 42(11–12), с. 1832–1845.
- Конторович А.Э., Меленевский В.Н., Иванова Е.Н., Фомин А.Н. (2004). Фенантроны, ароматические стераны и дибензотиофены в юрских отложениях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и их значение для органической геохимии. *Геология и геофизика*, 45(7), с. 873–883.
- Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А., Эдер В.Г. (2016). Классификация пород баженовской свиты. *Геология и геофизика*, 57 (11), с. 2034–2043. DOI: 10.15372/GiG20161106
- Конторович А.Э., Костырева Е.А., Родякин С.В., Сотнич И.С., Ян П.А. (2018а). Геохимия битумоидов баженовской свиты. *Геология нефти и газа*, 2, с. 79–88. DOI: 10.31087/0016-7894-2018-2-79-88
- Конторович А.Э., Родякин С.В., Бурштейн Л.М., Костырева Е.А., Рыжкова С.В., Ян П.А. (2018б). Пористость и нефтенасыщенность пород баженовской свиты. *Геология нефти и газа*, 5, с. 61–73. DOI: 10.31087/0016-7894-2018-5-61-73
- Костырева Е.А., Сотнич И.С. (2017). Геохимия органического вещества баженовской свиты севера Хантейской антеклизы. *Геология и геофизика*, 58(3–4), с. 533–543. DOI: 10.15372/GiG20170316
- Лопатин Н.В., Емец Т.П. (1987). Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 144 с.
- Парфенова Т.М. (2017). Геохимия серы и сернистых соединений куонамского комплекса нижнего и среднего кембрия (восток Сибирской платформы). *Георесурсы*, 19(1), с. 45–51. <http://doi.org/10.18559/grs.19.1.8>
- Петров Ал.А. (1984). Углеводороды нефти. Москва: Наука, 264 с.
- Снимщикова Е.В., Трофимова И.А., Руднева Н.М., Северинова Л.П. (1989). Легкорастворимые и связанные битумоиды баженовской свиты. *Сб. тр.: Геохимические проблемы оценки нефтегазоносности*. М.: ИГиРГИ, с. 122–127.
- Фомин А.Н. (2011). Катагенез органического вещества и нефтегазоносность мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 331 с.
- Чахмахчев В.А. (1989). Углеводороды – геохимические показатели нефте- и газоносности недр. *Геохимия*, 8, с. 1108–1119.
- Чахмахчев В.А., Чахмахчев В.А. (1995). Ароматические сернистые соединения как показатели термической зрелости углеводородных систем. *Геохимия*, 11, с. 1656–1669.
- Чахмахчев В.А., Виноградова Т.Л., Агафонова З.Г., Гордадзе Т.И., Чахмахчев В.А. (1995). Бензотиофены – высокоинформативные показатели катагенеза углеводородных систем. *Геология нефти и газа*, 7, с. 32–37.
- Чахмахчев В.А., Виноградова Т.Л. (2003). Геохимические показатели фациально-генетических типов исходного органического вещества. *Геохимия*, 5, с. 554–560.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Жигульский И.А. (2016). Литология баженовской свиты в районах Хантейской гемиянтеклизы и Межовского мегамыса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. *Геология нефти и газа*, 6, с. 87–96.
- Эдер В.Г., Костырева Е.А., Юрченко А.Ю., Балушкина Н.С., Сотнич И.С., Козлова Е.В., Замирайлова А.Г., Савченко Н.И. (2019). Новые данные о литологии, органической геохимии и условиях формирования баженовской свиты Западной Сибири. *Георесурсы*, 21(2), с. 129–142. <https://doi.org/10.18559/grs.2019.2.129-142>
- Alexander R., Strachan M.G., Kagi R. I., Van Bronswuk W. (1986). Heating rate effects on aromatic maturity indicators. *Org. Geochem.*, 10, pp. 997–1003. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(86\)80038-9](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(86)80038-9)

- Borrego A.G., Blanco C.G., Püttmann W. (1997). Geochemical significance of the aromatic hydrocarbon distribution in the bitumens of the Puertollano oil shales, Spain. *Organic Geochemistry*, 26(3/4), pp. 219–228. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(96\)00158-1](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(96)00158-1)
- Budzinski H., Garrigues P.H., Connan J., Devillers J., Domine D., Radke M., Oudin J.L. (1995). Alkylated phenanthrene distributions as maturity and origin indicators in crude oils and rock extracts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(10), pp. 2043–2056. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00125-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00125-5)
- Cassini F., Gallango O., Talukdar S., Vallejos C., Ehrmann U. (1988). Methylphenanthrene maturity index of marine source rock extracts and crude oils from the Maracaibo Basin. *Organic Geochemistry*, 1–3, pp. 73–89. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(88\)90027-7](https://doi.org/10.1016/0146-6380(88)90027-7)
- Farrington J.W., Davis A.C., Tarafa M.E., McCarrrey M.A., Whelan J.K., Hunt J.M. (1988). Bitumen molecular maturity parameters in the Ikpikuk well, Alaskan North Slope. *Organic Geochemistry*, 13(1–3), pp. 303–310. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(88\)90049-6](https://doi.org/10.1016/0146-6380(88)90049-6)
- Gallango O., Cassini F. (1992). Biological marker maturity parameters of marine crude oils and rock extracts from the Maracaibo Basin, Venezuela. *Organic Geochemistry*, 18(2), pp. 215–224. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(92\)90133-1](https://doi.org/10.1016/0146-6380(92)90133-1)
- Hughes W.B., Holba A.G., Dzou L.I.P. (1995). The ratios of dibenzothiophene to phenanthrene and pristane to phytane as indicators of depositional environment and lithology of petroleum source rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(17), pp. 3581–3598. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00225-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00225-0)
- Killops S.D. (1991). Novel aromatic hydrocarbons of probable bacterial origin in a Jurassic lacustrine sequence. *Organic Geochemistry*, 17(1), pp. 25–36. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(91\)90037-K](https://doi.org/10.1016/0146-6380(91)90037-K)
- Kruege M.A. (2000). Determination of thermal maturity and organic matter type by principal components analysis of the distributions of polycyclic aromatic compounds. *International Journal of Coal Geology*, 43, pp. 27–51. [https://doi.org/10.1016/S0166-5162\(99\)00053-1](https://doi.org/10.1016/S0166-5162(99)00053-1)
- Ludwig B., Hussler G., Wehrung P., Albrecht P. (1981). C₂₆–C₂₉ triaromatic steroid derivatives in sediments and petroleum. *Tetrahedron Lett.*, 22, pp. 3313–3316. [https://doi.org/10.1016/S0040-4039\(01\)81893-1](https://doi.org/10.1016/S0040-4039(01)81893-1)
- Mackenzie A.S., Brassell S.C., Eglinton G., Maxwell J.R. (1982). Chemical fossil: the geological fate of steroids. *Science*, 217, pp. 491–504. DOI: 10.1126/science.217.4559.491
- Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. (2005) The biomarker guide. V.2. New York: Cambridge University Press, 1155 p.
- Radke M., Willsch H., Leuthaeuser D., Teichmüller M. (1982). Aromatic components of coal: relation of distribution pattern to rank. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, pp. 1831–1848. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90122-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90122-3)
- Radke M. (1988). Application of aromatic compounds as maturity indicators in source rocks and crude oils. *Marine and Petroleum Geology*, 5, pp. 224–236. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(88\)90003-7](https://doi.org/10.1016/0264-8172(88)90003-7)
- Santamaria-Orozco D., Horsfield B., Di Primio R., Welte D.H. (1998). Influence of maturity on distributions of benzo- and dibenzothiophenes in Tithonian source rocks and crude oils, Sonda de Campeche, Mexico. *Organic Geochemistry*, 28(7–8), pp. 423–439. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(98\)00009-6](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(98)00009-6)
- Schou L., Myhr M.B. (1988). Sulfur aromatic compounds as maturity parameters. *Organic Geochemistry*, 13, pp. 61–66. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(88\)90025-3](https://doi.org/10.1016/0146-6380(88)90025-3)

Сведения об авторах

Инга Сергеевна Сотнич – научный сотрудник лаборатории проблем геологии, разведки и разработки месторождений трудноизвлекаемой нефти; научный сотрудник лаборатории геохимии нефти и газа, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН

Россия, 630090, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, д. 3

Елена Анатольевна Костырева – канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник лаборатории геохимии нефти и газа, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН

Россия, 630090, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, д. 3

Статья поступила в редакцию 07.05.2020;

Принята к публикации 15.10.2020; Опубликовано 30.03.2021

IN ENGLISH

Aromatic compounds in bitumoids of the Bazhenov Formation in the North of the Khantey hemiantheclise

I.S. Sotnich*, E.A. Kostyeva

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

*Corresponding author: Inga S. Sotnich, e-mail: SotnichIS@ipgg.sbras.ru

Abstract. The main features of the geochemistry of individual aromatic compounds (phenanthrenes, dibenzothiophenes, mono- and triaromatic steroids) in chloroform extracts (bitumoids) from the open (regular form and coarse-crushed (≥ 0.5 cm) samples) and closed (fine-crushed (0.25 mm) samples) pore space of the Bazhenov Formation have been determined. The differences in the aromatic compounds distribution of organic matter of the Bazhenov Formation in the North of the Khantey hemiantheclise (Surgut region, Khanty-Mansiysk Autonomous District, Western Siberia) are mainly related to its stage of thermal maturity which decreases in the south-west direction within the studying area. The most sensitive to maturity variations at the same catagenesis gradation are the parameters: CPI, Ts/Tm, 1/Ki ((n-C17 + n-C18)/(Pr + Ph)), MDR (4-MDBT/1-MDBT), DBTI ((2+3-MDBT)/DBT) and TASI (TAS I/(TAS I + TAS II)). Based on some indicators (PI, MPI, PP-1, MDR, DBTI etc.), it is possible to notice the decrease and equalization of its values in bitumoids from closed pores compared with those from open ones. It seems to be associated with the removal of the most transformed, light and migratory-capable part of bitumoids during their extraction from the open pore space of rocks.

Keywords: organic matter, bitumoids (chloroform extracts), Bazhenov Formation, aromatic compounds, catagenesis, phenanthrenes, dibenzothiophenes, aromatic steroids

Recommended citation: Sotnich I.S., Kostyeva E.A. (2021). Aromatic compounds in bitumoids of the Bazhenov Formation in the North of the Khantey hemiantheclise. *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 42–51. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.4>

Acknowledgments

This work was supported by the Basic Scientific Research Projects No. 0331-2019-0022 «Organic geochemistry and the history of geological development of the dominant oil and gas systems of the Upper Proterozoic and Phanerozoic of Siberia» and No. 0266-2019-0006 «Development of resource assessment methodologies, exploration and calculation of reserves of hard-to-recover oil in carbonate-argillaceous-siliceous, carbonate and saline sand reservoirs».

The authors are grateful to the reviewer for the high quality, professional and detailed analysis of the article, as well as for valuable and helpful comments and remarks.

References

- Alexander R., Strachan M.G., Kagi R. I., Van Bronswik W. (1986). Heating rate effects on aromatic maturity indicators. *Org. Geochem.*, 10, pp. 997–1003. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(86\)80038-9](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(86)80038-9)
- Beletskaya S.N., Borovaya G.M. (1977). Distribution patterns of mobile components of dispersed organic matter in the pore system of rocks. *Proc. VIII Int. Congress on Organic Geochemistry*, I, pp. 90–96. (In Russ.)
- Belitskaya E.A., Serebrennikova O.V., Kadycharov P.B. (2008). Crude oils from the Koltogor rift and adjacent areas (West Siberia): Specifics of the composition of aromatic compounds. *Petroleum Chemistry*, 48(4), pp. 260–268. <https://doi.org/10.1134/S0965544108040038>
- Borrego A.G., Blanco C.G., Püttmann W. (1997). Geochemical significance of the aromatic hydrocarbon distribution in the bitumens of the Puertollano oil shales, Spain. *Organic Geochemistry*, 26(3/4), pp. 219–228. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(96\)00158-1](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(96)00158-1)
- Budzinski H., Garrigues P.H., Connan J., Devillers J., Domine D., Radke M., Oudin J.L. (1995). Alkylated phenanthrene distributions as maturity and origin indicators in crude oils and rock extracts. *Geochimica et Cosmochimica*

- Acta*, 59(10), pp. 2043–2056. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00125-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00125-5)
- Burdalnaya N.S., Bushnev D.A., Derevesnikova A.A. (2018). 1,2,8-trimethylphenanthrene in bitumen and Domanik oils of the Timan–Pechora oil and gas province. *Proc. Int. Conf.: Advanced materials with a hierarchical structure for new technologies and reliable structures* and “Chemistry of oil and gas”. Tomsk: TSU, p. 671. DOI: 10.17223/9785946217408/420 (In Russ.)
- Cassini F., Gallango O., Talukdar S., Vallejos C., Ehrmann U. (1988). Methylphenanthrene maturity index of marine source rock extracts and crude oils from the Maracaibo Basin. *Organic Geochemistry*, 1–3, pp. 73–89. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(88\)90027-7](https://doi.org/10.1016/0146-6380(88)90027-7)
- Chakhmakhchev V.A. (1989). Hydrocarbons – geochemical indicators of the oil and gas content of the subsoil. *Geokhimiya*, 8, pp. 1108–1119. (In Russ.)
- Chakhmakhchev A.V., Chakhmakhchev V.A. (1995). Aromatic sulfur compounds as indicators of the thermal maturity of hydrocarbon systems. *Geokhimiya*, 11, pp. 1656–1669. (In Russ.)
- Chakhmakhchev A.V., Vinogradova T.L., Agafonova Z.G., Gordadze T.I., Chakhmakhchev V.A. (1995). Benzothiophenes are highly informative indicators of the hydrocarbon systems catagenesis. *Geologiya nefi i gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 7, pp. 32–37. (In Russ.)
- Chakhmakhchev V.A., Vinogradova T.L. (2003). Geochemical indicators of facies and genetic types of parent organic matter. *Geochemistry International*, 5, pp. 497–502.
- Derevesnikova A.A., Bushnev D.A., Burdalnaya N.S. (2019). Aromatic biomarkers of sterane and hopane series in upper devonian oils and bitumoids of domanik deposits of the Timan–Pechora basin. *Vestnik of the Institute of Geology of the Komi Science Centre UB RAS*, 5, pp. 3–12. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-5-3-12 (In Russ.)
- Eder V.G., Zamiraylova A.G., Zhigul'skiy I.A. (2016). Lithology of the Bazhenov Formation in the Khanteyskaya Hemianticline and Mezhevskiy Megamys of the West Siberian Oil and Gas Basin. *Geologiya nefi i gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 6, pp. 87–96. (In Russ.)
- Eder V.G., Kostyreva E.A., Yurchenko A.Yu., Balushkina N.S., Sotnich I.S., Kozlova E.V., Zamiraylova A.G., Savchenko N.I. (2019). New data on lithology, organic geochemistry and accumulation conditions of the Bazhenov formation in Western Siberia. *Georesursy = Georesources*, 21(2), pp. 129–142. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.129-142> (In Russ.)
- Farrington J.W., Davis A.C., Tarafa M.E., McCarrey M.A., Whelan J.K., Hunt J.M. (1988). Bitumen molecular maturity parameters in the Ikpikpuk well, Alaskan North Slope. *Organic Geochemistry*, 13(1–3), pp. 303–310. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(88\)90049-6](https://doi.org/10.1016/0146-6380(88)90049-6)
- Fomin A.N. (2011). Catagenesis of organic matter and petroleum potential of Mesozoic and Paleozoic deposits of the West Siberian megabasin. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 331 p. (In Russ.)
- Gallango O., Cassani F. (1992). Biological marker maturity parameters of marine crude oils and rock extracts from the Maracaibo Basin, Venezuela. *Organic Geochemistry*, 18(2), pp. 215–224. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(92\)90133-1](https://doi.org/10.1016/0146-6380(92)90133-1)
- Goncharov I.V., Samoylenko V.V., Oblasov N.V., Nosova S.V. (2004). Molecular parameters of organic matter catagenesis in rocks of the Bazhenov Formation, Tomsk Region. *Geologiya nefi i gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 5, pp. 53–60. (In Russ.)
- Goncharov I.V., Samoylenko V.V., Nosova S.V., Oblasov N.V. (2005). Method for determining mature oil source rocks. Patent 2261438 RF (In Russ.)
- Goncharov I.V., Samoylenko V.V., Oblasov N.V., Fadeeva S.V. (2013). Organic matter catagenesis of the Bazhenov formation rocks in the southeast of Western Siberia (Tomsk region). *Neftyanoe khozyaystvo = Oil industry*, 10, pp. 32–37. (In Russ.)
- Gordadze G.N., Rusinova G.V. (2003). The reliability of assessing the degree of organic matter maturity by hydrocarbon-biomarkers. *Proc. V Int. Conf.: Chemistry of oil and gas*. Tomsk: NIIC SB RAS, pp. 127–129. (In Russ.)
- Gramberg I.S., Evdokimova N.K., Suprunenko O.I. (2001). Catagenetic zoning and petroleum potential of the sedimentary cover of the Barents sea shelf. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 42(11–12), pp. 1808–1820. (In Russ.)
- Hughes W.B., Holba A.G., Dzou L.I.P. (1995). The ratios of dibenzothiophene to phenanthrene and pristane to phytane as indicators of depositional environment and lithology of petroleum source rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(17), pp. 3581–3598. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00225-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00225-0)
- Kashirtsev V.A., Parfenova T.M., Golovko A.K., Nikitenko B.L., Zueva I.N., Chalaya O.N. (2018). Phenanthrene biomarkers in the organic matter of Precambrian and Phanerozoic deposits and in oils of the Siberian platform. *Russian Geology and Geophysics*, 59(10), pp. 1380–1388. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.09.013>
- Killops S.D. (1991). Novel aromatic hydrocarbons of probable bacterial origin in a Jurassic lacustrine sequence. *Organic Geochemistry*, 17(1), pp. 25–36. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(91\)90037-K](https://doi.org/10.1016/0146-6380(91)90037-K)
- Kolesnikov A.Yu., Naydenov O.V., Matveeva I.A. (1991). Relict polycyclic aromatic hydrocarbons as indicators of the conditions for the genesis of oils. *Petroleum Chemistry*, 31(6), pp. 723–736. (In Russ.)
- Kontorovich V.A., Belyaev S.Yu., Kontorovich A.E., Krasavchikov V.O., Kontorovich A.A., Suprunenko O.I. (2001). Tectonic structure and development history of the West Siberian geosyncline in the Mesozoic and Cenozoic. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 42(11–12), pp. 1832–1845. (In Russ.)
- Kontorovich A.E., Melenevskiy V.N., Ivanova E.N., Fomin A.N. (2004). Phenanthrenes, aromatic steranes and dibenzothiophenes in Jurassic deposits of the West Siberian oil and gas basin and their importance for organic geochemistry. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 45(7), pp. 873–883. (In Russ.)
- Kontorovich A.E., Yan P.A., Zamiraylova A.G., Kostyreva E.A., Eder V.G. (2016). Classification of rocks of the Bazhenov Formation. *Russian Geology and Geophysics*, 57(11), pp. 1606–1612. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.10.006>
- Kontorovich A.E., Kostyreva E.A., Rodyakin S.V., Sotnich I.S., Yan P.A. (2018a). Geochemistry of Bazhenov Formation bitumoids. *Geologiya nefi i gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 2, pp. 79–88. (In Russ.)
- Kontorovich A.E., Rodyakin S.V., Burshteyn L.M., Kostyreva E.A., Ryzhkova S.V., Yan P.A. (2018b). Porosity and oil saturation of pore space in the Bazhenov Formation rocks. *Geologiya nefi i gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 5, pp. 61–73. (In Russ.)
- Kostyreva E.A., Sotnich I.S. (2017). Geochemistry of organic matter of the Bazhenov Formation in the north of the Khantey anticline. *Russian Geology and Geophysics*, 58(3–4), pp. 434–442. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.09.019> (In Russ.)
- Krue M.A. (2000). Determination of thermal maturity and organic matter type by principal components analysis of the distributions of polycyclic aromatic compounds. *International Journal of Coal Geology*, 43, pp. 27–51. [https://doi.org/10.1016/S0166-5162\(99\)00053-1](https://doi.org/10.1016/S0166-5162(99)00053-1)
- Lopatin N.V., Emets T.P. (1987). Pyrolysis in petroleum geochemistry. Moscow: Science, 144 p. (In Russ.)
- Ludwig B., Hussler G., Wehrung P., Albrecht P. (1981). C₂₆–C₂₉ triaromatic steroid derivatives in sediments and petroleum. *Tetrahedron Lett.*, 22, pp. 3313–3316. [https://doi.org/10.1016/S0040-4039\(01\)81893-1](https://doi.org/10.1016/S0040-4039(01)81893-1)
- Mackenzie A.S., Brassell S.C., Eglinton G., Maxwell J.R. (1982). Chemical fossil: the geological fate of steroids. *Science*, 217, pp. 491–504. DOI: 10.1126/science.217.4559.491
- Parfenova T.M. (2017). Geochemistry of Sulfur and Sulfur Compounds of the Cambrian Kuonamka Complex (Eastern Siberian Platform). *Georesursy = Georesources*, 19(1), pp. 45–51. <http://doi.org/10.18599/grs.19.1.8>
- Petrov A.I.A. (1984). Petroleum hydrocarbons. Moscow: Science, 264 p. (In Russ.)
- Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. (2005) The biomarker guide. V.2. New York: Cambridge University Press, 1155 p.
- Radke M. (1988). Application of aromatic compounds as maturity indicators in source rocks and crude oils. *Marine and Petroleum Geology*, 5, pp. 224–236. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(88\)90003-7](https://doi.org/10.1016/0264-8172(88)90003-7)
- Radke M., Willsch H., Leuthaeuser D., Teichmüller M. (1982). Aromatic components of coal: relation of distribution pattern to rank. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, pp. 1831–1848. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90122-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90122-3)
- Santamaria-Orozco D., Horsfield B., Di Primio R., Welte D.H. (1998). Influence of maturity on distributions of benzo- and dibenzothiophenes in Tithonian source rocks and crude oils, Sonda de Campeche, Mexico. *Organic Geochemistry*, 28(7–8), pp. 423–439. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(98\)00009-6](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(98)00009-6)
- Schou L., Myhr M.B. (1988). Sulfur aromatic compounds as maturity parameters. *Organic Geochemistry*, 13, pp. 61–66. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(88\)90025-3](https://doi.org/10.1016/0146-6380(88)90025-3)
- Snimshchikova E.V., Trofimova I.A., Rudneva N.M., Severinova L.P. (1989). Readily soluble and bound bitumen of the Bazhenov Formation. Geochemical problems of assessing oil and gas content. Moscow: IGIRGI, pp. 122–127. (In Russ.)

About the Authors

Inga S. Sotnich – Researcher, Laboratory of the Problems of Geology, Exploration and Development of hard-to-recover oil fields; Researcher of the Laboratory of Petroleum Geochemistry, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

3, Ak. Koptyug ave., Novosibirsk, 630090, Russian Federation

Elena A. Kostyreva – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher of the Laboratory of Petroleum Geochemistry, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

3, Ak. Koptyug ave., Novosibirsk, 630090, Russian Federation

Manuscript received 7 May 2020;

Accepted 15 October 2020; Published 30 March 2021

Генерационный потенциал органического вещества верхнеюрских отложений в пределах Карабашской поисковой зоны

И.К. Комков^{1*}, М.В. Дахнова¹, М.А. Большакова², С.В. Можегова¹

¹ФГБУ “ВНИГНИ”, Москва, Россия

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

В статье рассмотрены геохимические характеристики пород баженовской и нижнетутлейской свит в пределах юго-западной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, а точнее на территории Карабашской поисковой зоны. Исследования проводились на основе изучения кернового материала разреза 29 скважин в пределах Карабашской зоны методом пиролиза на приборе Rock-Eval 6.

Получены закономерности распределения концентраций органического углерода ($C_{орг}$, %) на изученной территории. С помощью картирования данных установлено, что максимум концентрации органики приурочены к южным районам зоны (наиболее погруженным частям палеобассейна). Проведена оценка степени катагенеза (степени зрелости) органического вещества пород баженовского горизонта. Уровень зрелости органического вещества пород свиты, определенный по параметру T_{max} Rock-Eval, в пределах изучаемой территории растет с юга на север – от градации протокатагенеза PK_3 (по шкале Н.Б. Вассоевича) ($T_{max} < 430$ °C) в районе скважин Верхнетумская 34, до мезокатагенеза MK_2 (T_{max} 440–445 °C) в районе Молодежной и Западно-Фроловской площадей. Полученная катагенетическая зональность определила контур границ очага генерации для данной территории. Оценен масштаб генерации для верхнеюрских материнских отложений с учетом их лито-фациального строения.

Ключевые слова: баженовская свита, органическое вещество, генерационный потенциал, Карабашская зона

Для цитирования: Комков И.К., Дахнова М.В., Большакова М.А., Можегова С.В. (2021). Генерационный потенциал органического вещества верхнеюрских отложений в пределах Карабашской поисковой зоны. *Георесурсы*, 23(1), с. 52–59. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.5>

Введение

Карабашская зона является одним из наименее изученных сейсморазведкой и поисковым бурением районов Приуральской нефтегазоносной области Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. На её территории открыты лишь единичные месторождения нефти и газа. Следует отметить, что прилегающие территории – это богатейшие нефтегазоносные районы, такие как Красноленинский, Шаимский, Приобский, где открыто множество месторождений углеводородов, генетически связанных с органическим веществом (ОВ) баженовской свиты, отложения которой имеют распространение и в районе исследований (Комков и др., 2016).

Настоящая работа посвящена выделению и оценке генерационных источников углеводородов (УВ), способных обеспечивать формирование их промышленных скоплений, с целью уточнения границ перспективных зон рассматриваемой территории. Стоит отметить, что данные исследования проводились в рамках работ совместно с Научно-аналитическим центром рационального недропользования им. В.И. Шпилемана по уточнению геолого-геофизической модели строения осадочного чехла и доюрского основания и оценки ресурсов Карабашской зоны (Волков, 2014).

Методика исследований

Работа основана на результатах изучения керна 29 скважин, расположенных в северо-восточной части Карабашской поисковой зоны. Материалом для выполненных работ послужили результаты более 300 образцов пород методом пиролиза. Исследования образцов методом Rock-Eval проводились на анализаторе “Rock-Eval 6” версии “Standard” фирмы “VINCI Technologies” при программированном профиле температур нагрева с использованием:

- пламенно-ионизационного детектора (Flame Ionization Detector – FID) для определения содержания термодесорбированных свободных углеводородов (пик S_1) при температуре 300 °C и углеводородов крекинга керогена (пик S_2) в диапазоне температур 300–600 °C при скорости нагрева 25 °C/мин;

- инфракрасного детектора (Infrared Detector – IR) для определения CO и CO_2 , выделяющихся при пиролизе (пики S_3) образца в диапазоне температур 300–600 °C и последующем окислении (пики S_4) в диапазоне температур 300–850 °C со скоростью нагрева 25 °C/мин.

По полученному набору пиков автоматическим рассчитывается общее содержание органического (ТОС), минерального ($C_{мин}$) углерода, водородного (НІ), кислородного (ОІ) индексов и индекса продуктивности (PI).

Результаты исследований

Согласно геологической информации по верхней юре (Волков, 2014; Решение 6-го межведомственного стратегического совещания..., 2005), рассматриваемая

* Ответственный автор: Иван Константинович Комков
E-mail: i.komkov@oilmsu.ru

© 2021 Коллектив авторов

территория находится в зоне перехода от Фроловско-Тамбейского (рис. 1), где верхняя юра представлена **баженовской свитой** (J_3v-K_1v), к Казым-Кондинскому типу разреза, где развиты отложения **тутлеймской свиты** (J_3t-K_1g), и западная территория Карабашской поисковой зоны отнесена к Ямало-Тюменскому литофациальному району с распространением **даниловской свиты** ($J_2c-J_3o-J_3kt-J_3$).

По материалам работ (Волков, 2014; Волков, Шпильман, 2004), **баженовская свита** развита на востоке, северо-востоке Карабашской поисковой зоны. Отложения её представлены черными и коричневаточерными глинисто-карбонатно-кремнистыми породами, битуминозными, иногда плитчатыми, часто массивными, с большим количеством рыбных остатков, давленных раковин бухий, аммонитов и редко ростров белемнитов, с прослоями глинистых известняков толщиной 1–4 м. В нижней части свиты развиты прослои радиоляритов, а в верхней части – выдержанный горизонт с остатками планктонных водорослей кокколитофорид толщиной 2–5 м (Волков, 2014).

На востоке Карабашской зоны (Заозерная и Зимняя площади) отмечены «аномальные» **разрезы баженовской свиты**. В этом случае мощность свиты увеличивается до 140–180 м за счет вклинивания глинистых небитуминозных отложений, песчано-алевролитовых пластов, которые могут быть нефтенасыщенными (пласт Ю₀^к) (Волков, 2014).

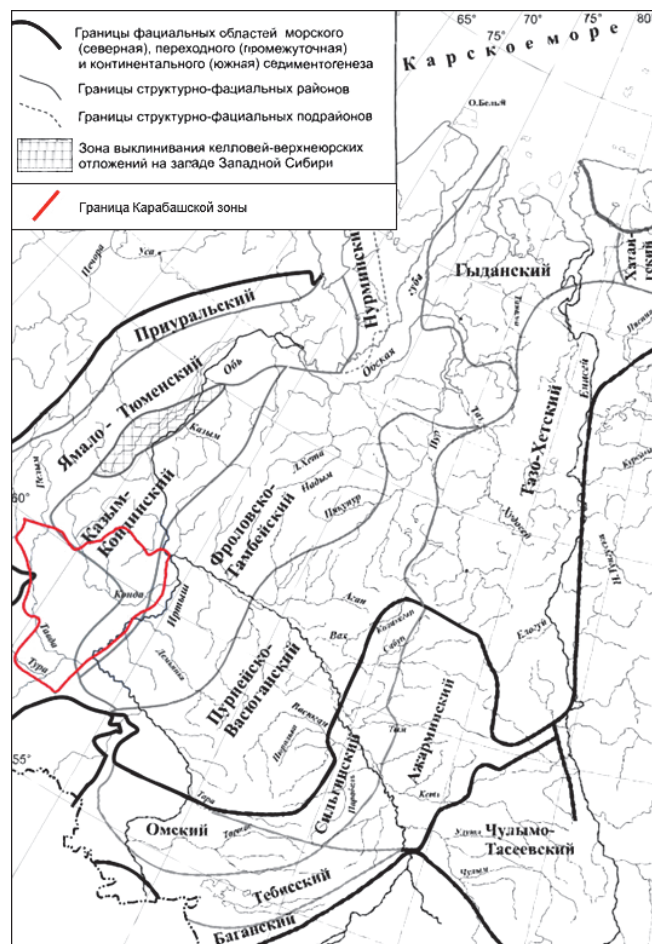


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования келловей и верхней юры Западной Сибири (Волков, 2014; Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания..., 2005)

В западном направлении происходит существенное понижение обогащенности осадков ОВ вследствие уменьшения глубины волжско-неокомского моря (рис. 2), и баженовская свита постепенно переходит в **тутлеймскую свиту**. В отложениях тутлеймской свиты четко выделяются две подсвиты: **верхняя**, глинистая менее обогащенная ОВ, и **нижняя**, не уступающая по содержанию C_{org} баженовской свите, сложенная глинисто-карбонатно-кремнистыми породами нередко с прослоями вторичных карбонатов. Отложения тутлеймской свиты распространяются на территории Красноленинского нефтегазоносного района (НГР), протягиваясь полосой по восточным частям Карабашского и Тобольского НГР (Волков, 2014).

Западнее, от границы сочленения Шаимского мегавала и Тавдинского мегавыступа происходит смена тутлеймской свиты на отложения даниловской свиты, характеризующиеся наличием песчано-алевритовых прослоев и резким снижением содержания ОВ в породах (рис. 3). Отложения даниловской свиты распространены

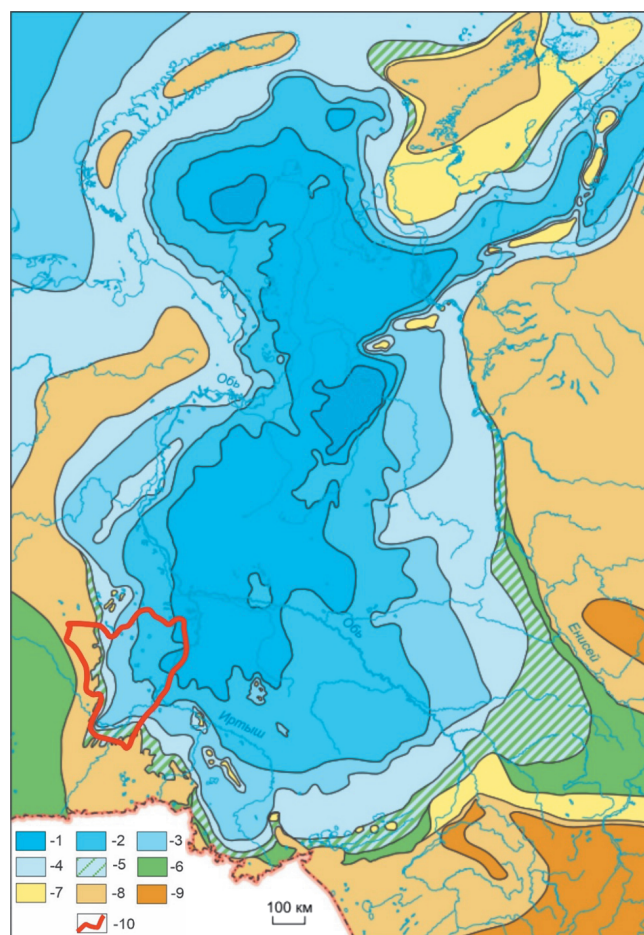


Рис. 2. Палеогеографическая схема Западной Сибири (Волжский век) (Контарович и др., 2013). 1–9 – палеогеографические области: области морского осадконакопления: 1 – глубокое море (более 400 м); 3 – море мелкое (24–100 м); 4 – море мелкое глубиной менее 25 м; области переходного осадконакопления: 5 – равнина прибрежная, временно заливаемая морем (осадки пойменные, озерно-болотные, русловые, дельтовые, береговых баров, пляжевые); 6 – равнина низменная, аккумулятивная (осадки русел, пойм, озер и др.); 7 – равнина денудационно-аккумулятивная; области размытия: 8 – равнина возвышенная (денудационная суша), 9 – горы низкие; 10 – границы Карабашской зоны.

на территории Шаимского НГР и в западных частях Карабашского и Тобольского нефтегазоносных районов (Волков, 2014).

Согласно результатам проведенных исследований, самым высоким генерационным потенциалом обладают нефтематеринские породы *баженовской (нижнетутлейской) свиты*, что характерно и для других районов Западной Сибири.

В большинстве изученных разрезов баженовской свиты преобладают породы с концентрацией $C_{\text{орг}}$ 5–10 % (рис. 4).

В некоторых разрезах частота встречаемости образцов пород с концентрацией 5–10, 10–15, а иногда и 15–20 % примерно одинакова (рис. 4). Наиболее обогащенные $C_{\text{орг}}$ отложения тяготеют к восточной части изученной зоны – скв. Северная 40, Малокондинская 19, Кондинская 18, Лисорская 42, Куртымская 43 (рис. 3).

По содержанию $C_{\text{орг}}$ баженовская свита Карабашской зоны схожа с одновозрастными породами Красноленинского свода (Галиновское, Среднеазыское и др. месторождения), но имеет более низкую зрелость.

Уровень зрелости ОВ свиты, определенный по параметру T_{max} Rock-Eval, в пределах изучаемой территории растет с юга на север – от градации протокатагенеза ПК₃ (по шкале Н.Б. Вассоевича) ($T_{\text{max}} < 430$ °C) в районе скважин Верхнетюмская 34, Средне-Вайская 30, Зимняя 25

и др. до мезокатагенеза МК₂ (T_{max} 440–445 °C) в районе Молодежной и Западно-Фроловской площадей (рис. 5). Эти данные согласуются с оценкой степени катагенеза ОВ в верхнеюрских отложениях, основанной на изучении отражательной способности витринита R^{vt} (Фомин, 1992).

По мере роста зрелости ОВ пород наблюдается снижение его генерационного потенциала (рис. 6). Так, в большинстве изученных образцов баженовской свиты в южных и юго-западных районах (скв. Верхнетюмская 34, Зимняя 25) генерационный потенциал (S_2) составляет 60–80 мг УВ/г породы. В ряде случаев он достигает 90–100 мг УВ/г породы. Водородный индекс (HI) в этих районах – 500–600 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$ и более. В зонах наиболее высокого катагенеза (МК₂), в районе скважин Молодежной и Восточно-Янлотской площадей, величина $S_1 + S_2$ уменьшается до 20–50 мг УВ/г породы, HI – до 350–450 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$. В этом же направлении повышается доля свободных углеводородов (S_1) в составе ОВ, что, по-видимому, обусловливается увеличением интенсивности генерационных процессов.

На рис. 7 видно, как увеличивается доля свободных УВ в составе ОВ с ростом зрелости. В области более высокого катагенеза (начиная с T_{max} 430 °C (начало МК₁)) общий тренд изменения $S_1/C_{\text{орг}}$ осложняется аномально повышенными значениями отношения, что связано с перемещением параавтохтонных битумоидов внутри толщ.

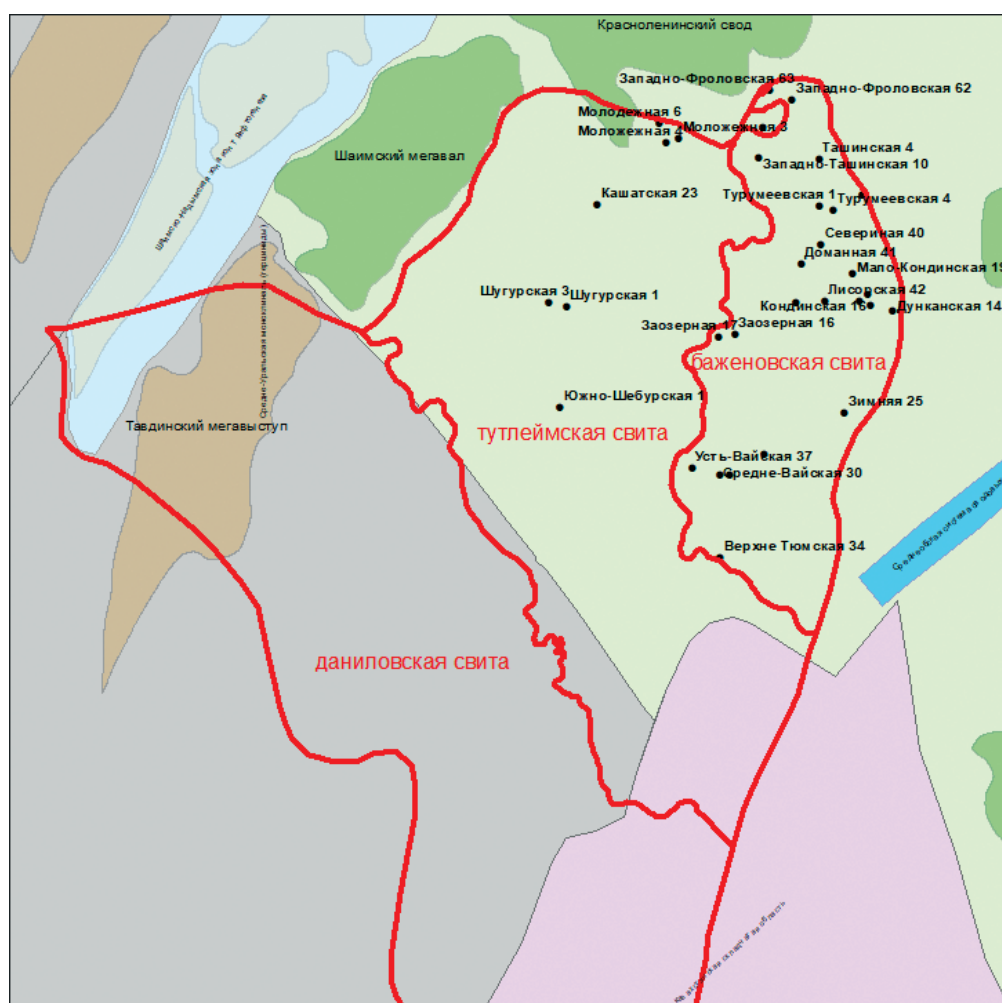


Рис. 3. Районирование верхнеюрских отложений на территории Карабашской зоны (по материалам (Мухер и др., 2013), тектоническая основа – Ступакова А.В.). • Скважины с образцами керна исследованного Rock-Eval, — Границы распространения свит на территории Карабашской зоны.

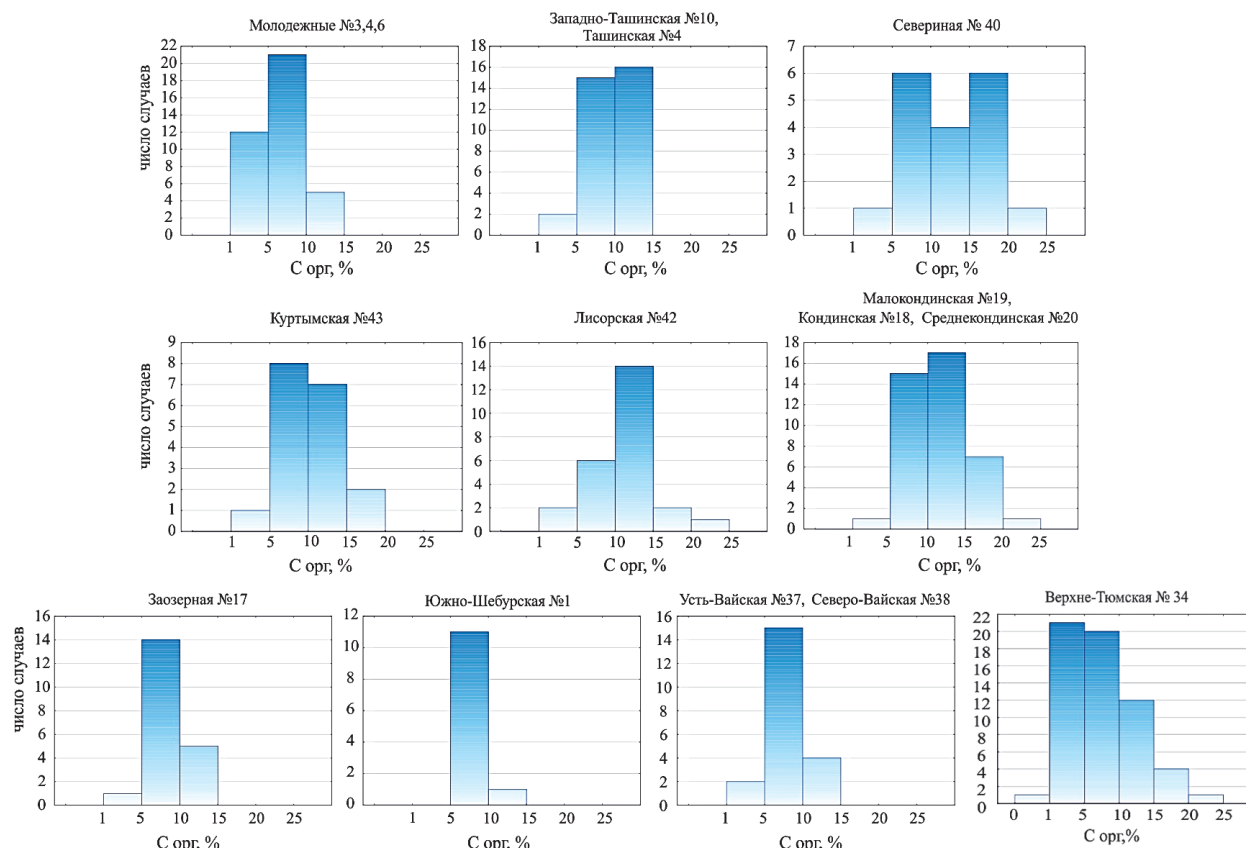


Рис. 4. Гистограммы распределения C_{org} в баженовских отложениях Карабаишской зоны и прилегающих районов

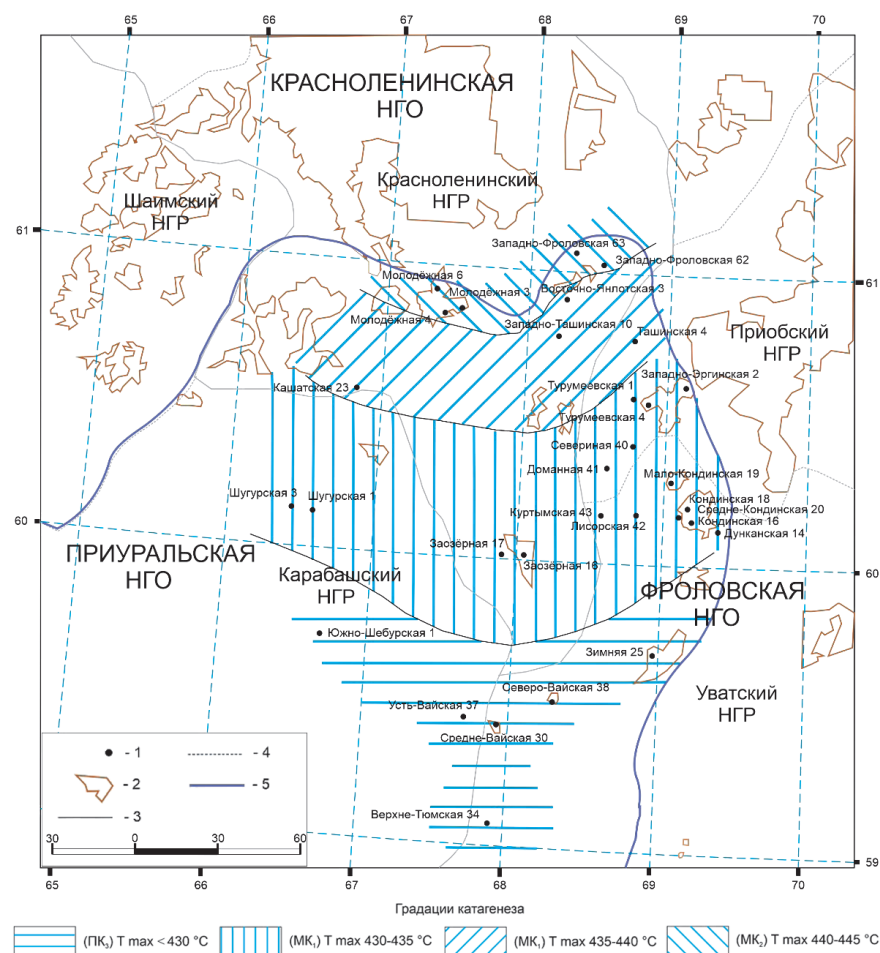


Рис. 5. Схема катагенеза ОВ баженовской (нижнетутлеймской) свиты в пределах Карабаишской зоны и прилегающих районов (по T_{max} Rock-Eval). 1 – скважины; 2 – месторождения. Границы: 3 – НГО; 4 – НГР; 5 – участка “Карабаишская зона”.

Выделение очага генерации

В большинстве изученных разрезов баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты преобладают породы с концентрацией C_{org} 5–15 %. При этом наиболее обогащенные ОВ прослои с содержанием C_{org} выше 10–15 % приурочены, главным образом, к верхней части свиты (хотя в некоторых скважинах они присутствуют и в средней ее части). При построении схем изменения концентрации C_{org} по площади и при оценке масштабов генерации использовались средневзвешенные по мощности значения C_{org} . В интервалах разреза, неохарактеризованных керном, для оценки концентрации C_{org} в породах использованы кривые гамма-каротажа.

Изменение концентрации C_{org} по площади изучаемого региона представлено на рис. 8. На схеме видно, что участки с наиболее высокими концентрациями C_{org} тяготеют к восточной части изученной зоны – скв. Севериния 40, Малокондинская 19, Кондинская 18, Лисорская 42, Куртымская 43, т.е. к зоне развития отложений баженовской свиты, накапливавшихся в более глубоководных условиях по сравнению с нижнетутлеймской подсвитой. Наблюдаемое снижение концентрации C_{org} с юга на север связано уже с ростом катагенеза ОВ в этом

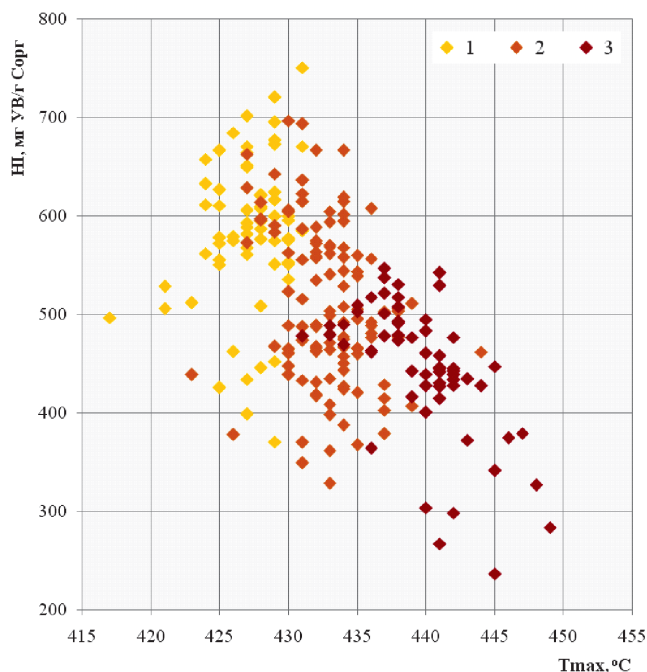


Рис. 6. Изменение водородного индекса (HI) ОБ баженовской свиты с ростом зрелости (T_{max}). 1–3 – градации катагенеза: 1 – ПК, 2 – начало МК, 3 – МК/МК₂.

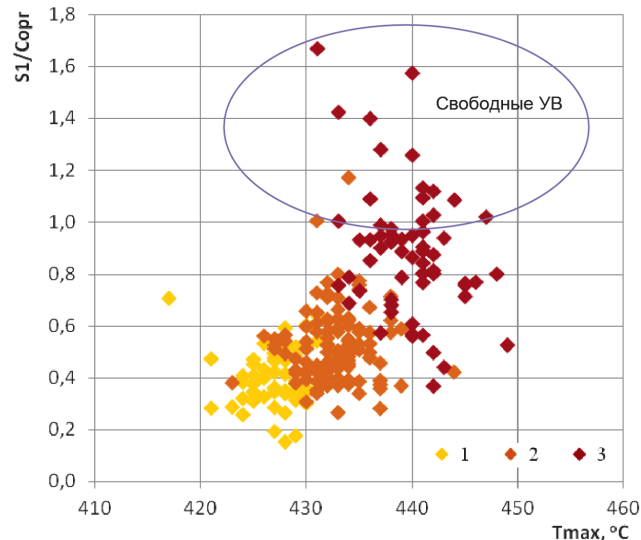


Рис. 7. Изменение доли свободных УВ в составе ОБ баженовской свиты с ростом катагенеза. 1–3 – градации катагенеза: 1 – ПК, 2 – начало МК, 3 – МК/МК₂.

направлении от ПК₃ в районе скважин Верхнетюмская 34, Усть-Вайская 37 до МК₂ на площадях Молодежная и Западно-Фроловская. По обогащенности ОБ практически весь разрез баженовской свиты относится к нефтематеринским отложениям, поэтому при оценке плотностей генерации УВ использовалась мощность свиты целиком. В изучаемой зоне она изменяется от 25–30 м в большинстве скважин до 50–55 м в скважинах Верхнетюмская 34 и Усть-Вайская 37. Лишь в скв. Зимняя 25, в которой отмечено аномальное строение баженовской свиты (с присутствием песчаных прослоев), к нефтематеринским относятся только верхние 35–40 м. Площадь развития нефтематеринских отложений баженовской свиты занимает около половины площади Карабашской зоны (в пределах развития нижнетутлеймской подсвиты и, собственно, баженовской свиты), сменяясь на запад и юго-запад отложениями верхнеданиловской подсвиты, которые представлены преимущественно глинистыми породами с подчиненными прослоями слабобитуминозных аргиллитов (Волков, 2014; Волков, Шпильман, 2004). Вероятно, породы даниловской свиты характеризуются намного меньшим содержанием $C_{орг}$, чем отложения баженовской и нижнетутлеймской свит, и меньшим генерационным потенциалом. Катагенез ОБ в зоне их развития соответствует

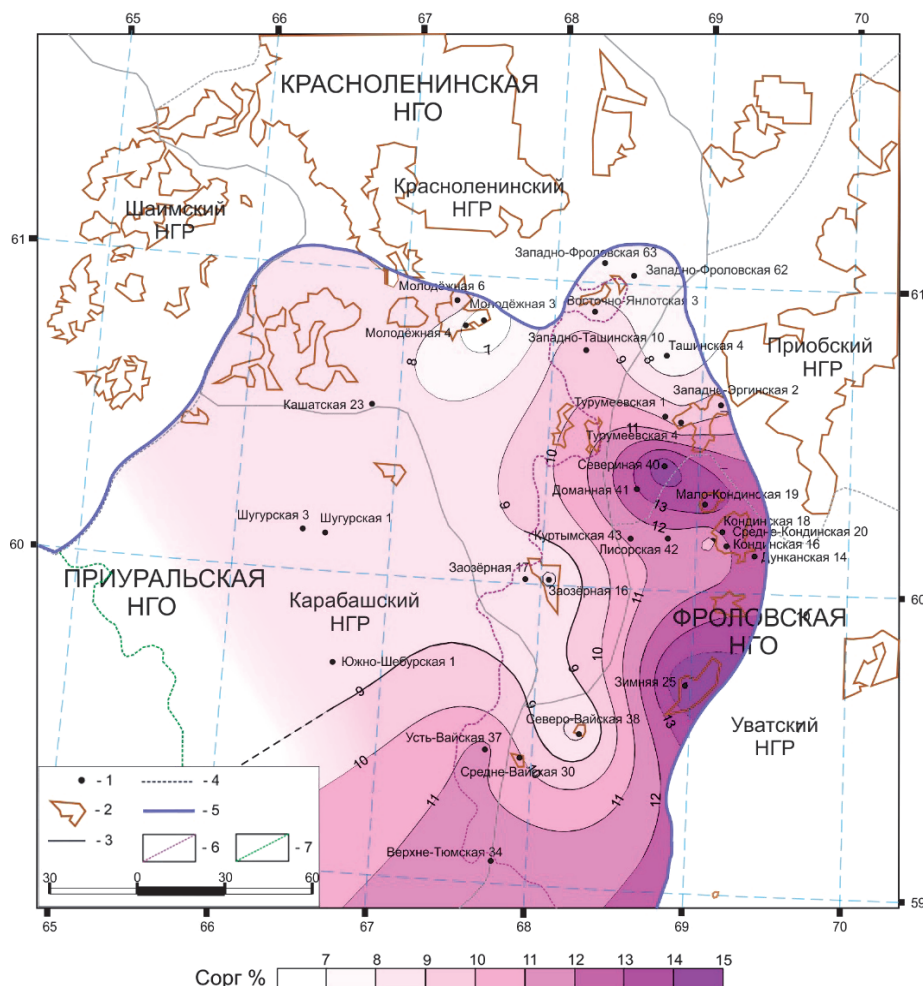


Рис. 8. Схема распределения органического углерода ($C_{орг}$) в отложениях баженовской (нижнетутлеймской) свит. 1 – скважины; 2 – месторождения; 3 – границы НГО; 4 – границы НГР; 5 – граница участка “Карабашская зона”, 6 – граница перехода баженовской свиты в тутлеймскую, 7 – граница перехода тутлеймской свиты в даниловскую.

ПК₃-МК₁. Поэтому можно предположить, что вклад нефтематеринских пород даниловской свиты в образование УВ в пределах Карабашской зоны весьма незначителен.

Таким образом, очаг генерации УВ верхнеюрских отложений в пределах Карабашской зоны оконтуривается границами распространения баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты, и площадь его составляет около 50 тыс. км².

Оценка масштабов генерации УВ из очагов

Оценка удельных плотностей генерации УВ нефтематеринскими толщами была произведена объемным методом, основанным на разнице между исходным индексом водорода (НI₀) до начала генерации УВ и современным (НI_с) по методике (Schmoker, 1994). Разница между ними может рассматриваться как количество генерированных УВ на единицу массы С_{орг}.

Содержание С_{орг} рассчитывалось как средневзвешенное по мощности материнской толщи в каждой скважине. При неполной охарактеризованности разреза керном в отложениях баженовской свиты использовалась корреляция содержания С_{орг} с показателями кривой гамма-каротажа.

Современные характеристики ОВ изучаемых толщ определялись преимущественно методом Rock-Eval. Плотность пород (ρ) принималась как среднее значение для одновозрастных нефтематеринских толщ по кривым гамма-гамма-каротажа и составила 2,3 г/см³.

Начальный водородный индекс (НI₀) для разновозрастных нефтематеринских пород баженовской свиты получен непосредственно при анализе методом Rock-Eval образцов керна из зон, в которых градации катагенеза ОВ не превышают ПК₃, т.е. из тех зон, где активные процессы генерации УВ еще не начались (рис. 9).

Расчет исходного содержания С_{орг} в породах (С_{орг0}) проводился с использованием коэффициента трансформации (TR).

Значения содержания С_{орг}, НI для расчетов и результаты проведенных оценок плотностей генерации баженовских материнских отложений приведены в таблице 1. Принятые параметры для расчета: НI₀ – 700 мг УВ/г С_{орг}, ρ пород – 2,3 г/см³.

Площадь развития нефтематеринских отложений баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты составляет около 50 тыс. км². Плотности генерации УВ

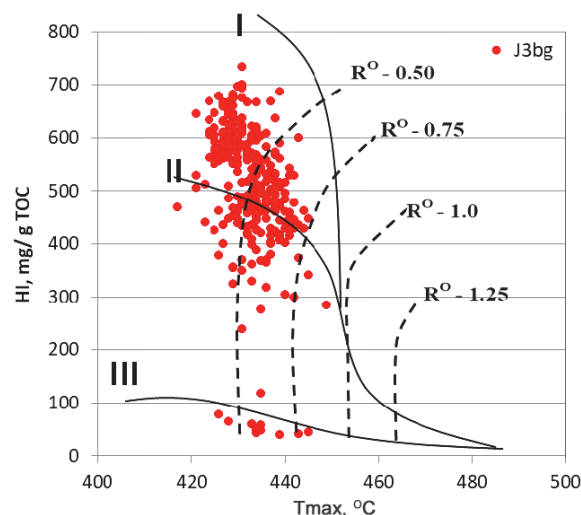


Рис. 9. Изменение водородного индекса (HI) ОВ баженовской свиты с ростом зрелости (T_{max})

увеличиваются с юга на север от 1 до 2,5 млн т/км² (рис. 10), что отражает рост катагенеза в этом направлении. Суммарное количество УВ, генерированных материнскими отложениями баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты (в связи с типом ОВ, преимущественно жидких) для Карабашской зоны составляет около 50 млрд т.

Ввиду литолого-геохимических особенностей баженовской (тутлеймской) свиты, затрудняющих уход продуктов генерации, подсчет количества УВ, эмигрировавших из рассматриваемой материнской толщи в целом, требующий разработки специальных подходов, нами не проводился. По предварительным оценкам, по отдельным изученным разрезам количество оставшихся в материнской толще УВ составляет около 40–50 % от генерированных.

Заключение

На основе анализа и обобщения результатов пиролитических исследований ОВ верхнеюрских отложений установлены закономерности распределения концентраций органического вещества в названных толщах, выделены очаги генерации непосредственно на территории Карабашской зоны, и оценен их генерационный потенциал. Несмотря на низкую степень преобразованности и

Скв.	TR	Сорг, %	НI _с , мг УВ/г Сорг	PI	Сорг ₀ , %	Уд. плотность генерации УВ, тыс.т/м/км ²	Мощность, м	Плотность генерации УВ, млн т/км ²
Верхтюмская 34	0,11	11,57	650	0,06	12,0	20,7	54	1,12
Усть-Вайская 37	0,16	9,20	630	0,07	9,8	24,6	50	1,23
Северо-Вайская 38	0,30	7,50	585	0,06	8,8	40,2	32	1,29
Заозерная 17	0,19	8,00	610	0,10	8,5	25,2	42	1,06
Лисорская 42	0,21	10,30	610	0,08	11,2	36,4	31	1,13
Среднекондинская 20	0,37	10,70	540	0,11	12,7	71,6	27	1,93
Кондинская 18	0,23	11,40	600	0,09	12,5	43,8	30	1,31
Северинская 40	0,28	11,30	585	0,08	12,8	54,6	29	1,58
Ташинская 4	0,40	9,30	510	0,17	11,0	67,3	30	2,02
Западно-Ташинская 10	0,37	10,10	530	0,14	11,8	67,5	31	2,09
Молодежная 4	0,51	6,30	470	0,13	8,3	66,0	30	1,98
Молодежная 6	0,55	9,00	430	0,19	11,9	102,7	30	3,08

Табл. 1. Масштабы генерации УВ в нефтегазоматеринских отложениях баженовской свиты, произведенные по конкретным скважинам

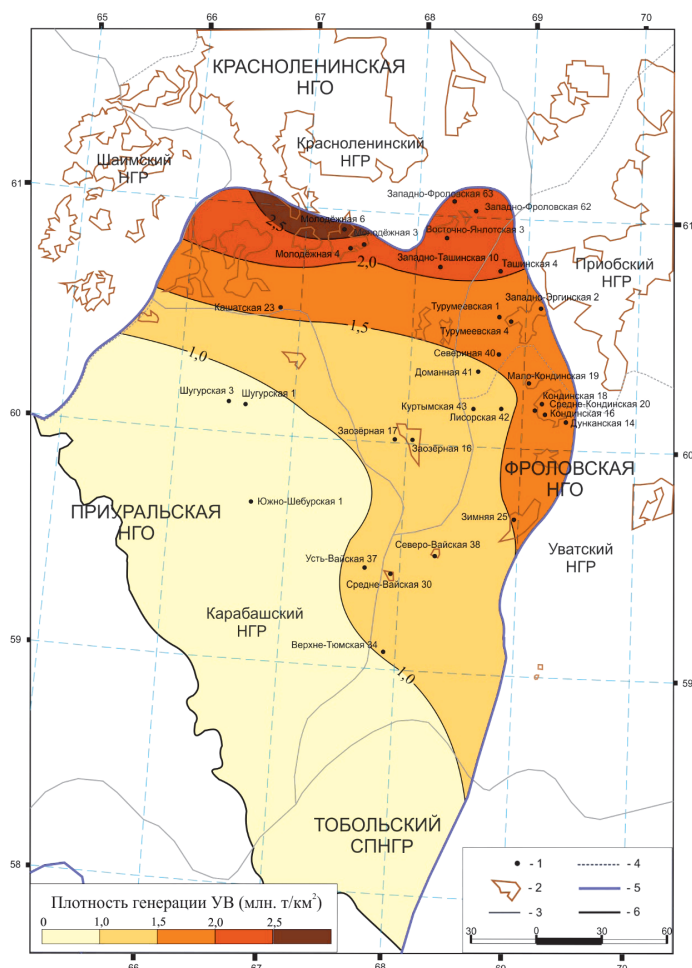


Рис. 10. Схема масштабов генерации УВ в базеновской свиты. 1 – скважины; 2 – месторождения; 3 – границы НГО; 4 – границы НГР; 5 – граница участка “Карабашская зона”, 6 – граница очага нефтегазообразования отложений базеновской свиты.

ограниченную зону распространения обогащенных ОВ нефтематеринских отложений на территории исследований, выделенные очаги генерации вполне могли являться источниками для образования промышленных скоплений нефти в пределах Карабашской поисковой зоны.

Литература

Волков В.А. (2014). Уточнение геолого-геофизической модели строения, выявление и картирование нефтеперспективных зон в отложениях осадочного чехла и доюрского основания, оценка ресурсов выявленных объектов и обоснование первоочередных участков к программе лицензирования Карабашской зоны. Отчет по государственному контракту № 5/12. Тюмень: Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И.Шпильмана.

Волков В.А., Шпильман А.В. (2004). Атлас Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа. Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис”, 146 с.

Комков И.К., Можегова С.В., Дахнова М.В., Долматова И.В. (2016). Геохимия органического вещества и оценка масштабов эмиграции углеводородов из среднеюрских материнских отложений в пределах Карабашской зоны. *Геология нефти и газа*, 6, с. 79–86.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В. и др. (2013). Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде. *Геология и геофизика*, 54(8), с. 972–1012

Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири (2005). Новосибирск.

Мухер А.Г., Кулагина С.Ф., Пахомова Е.А. (2013). Районирование базеновского горизонта по типам разреза в пределах Краснотенно-Фроловской зоны (Западная Сибирь). *Мат. VII Всеросс. литологическо-го сов.: Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории*. Т. I. Новосибирск, с. 297–301.

Фомин А.Н. (1992). Катагенез и перспективы нефтегазоносности юрских и доюрских отложений Краснотенно-Фроловского свода. *Геология и геофизика*, 6, с. 19–29.

Schmoker J.W. (1994). Volumetric calculation of hydrocarbons generated. *The petroleum system – from source to trap*. AAPG Memoir, 60, pp. 323–326. <https://doi.org/10.1306/M60585C19>

Благодарности

Авторы благодарны рецензентам за внимательное прочтение текста настоящей рукописи и ценные замечания.

Сведения об авторах

Иван Константинович Комков – инженер кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1 e-mail: i.komkov@oilmsu.ru

Марина Виссарионовна Дахнова – доктор геол.-мин. наук, заведующая отделом геохимических методов прогноза нефтегазоносности ФГБУ “ВНИГНИ” Россия, 105118, Москва, Шоссе Энтузиастов, д. 36

Мария Александровна Большакова – кандидат геол.-мин. наук, старший научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Светлана Васильевна Можегова – старший научный сотрудник отдела геохимических методов прогноза нефтегазоносности ФГБУ “ВНИГНИ” Россия, 105118, Москва, Шоссе Энтузиастов, д. 36

Статья поступила в редакцию 01.10.2020;
Принята к публикации 16.02.2021; Опубликовано 30.03.2021

IN ENGLISH

Generation potential of organic matter of the Upper Jurassic deposits within the Karabash search zone

I.K. Komkov^{1*}, M.V. Dakhnova¹, M.A. Bolshakova², S.V. Mozhegova¹

¹All-Russian Research Geological Oil Institute (VNIIGI), Moscow, Russian Federation

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

*Corresponding author: Ivan K. Komkov, e-mail: i.komkov@oilmsu.ru

Abstract. The article considers the geochemical characteristics of the rocks of the Bazhenov and Nizhnetutleim formations in the southwestern part of the West Siberian oil

and gas province, or rather in the territory of the Karabash search zone. The work was carried out on the basis of the core material study of the section of 29 wells within the Karabash

zone by pyrolysis on the Rock-Eval 6. The regularities of the distribution of organic carbon concentrations (C_{org} , %) on the studied territory were obtained. With the help of data mapping, it was established that the maximum concentrations of organic matter are timed to the southern regions of the zone (the most submerged parts of the paleobasin). The assessment of the catagenesis degree (degree of maturity) of organic matter of the Bazhenov horizon in the study area was carried out. Level maturity of organic matter of rocks is specified in the parameter T_{max} Rock-Eval. Within the study area it's increasing from South to North, from graduation PK_3 (according to the scale of N.B. Vassoevich) ($T_{max} < 430$ °C) in the area of wells Verkhnyumskaya 34 to MK_2 (T_{max} 440–445 °C) in the area of Molodezhnaya and the Zapadno-Frolovskaya square. The resulting catagenetic zoning determined the boundaries of the generation kitchen for this territory. Generation scale for the Upper Jurassic source rocks was estimated, taking into account its lithofacial structure.

Keywords: Bazhenov formation, organic matter, generation potential, Karabash zone

Recommended citation: Komkov I.K., Dakhnova M.V., Bolshakova M.A., Mozhegova S.V. (2021). Generation potential of organic matter of the Upper Jurassic deposits within the Karabash search zone. *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 52–59. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.5>

Acknowledgments

The authors are grateful to the reviewers for a careful reading of the manuscript and valuable comments.

References

- Fomin A.N. (1992). Catagenesis and oil and gas potential of the Jurassic and pre-Jurassic deposits of the Krasnoleninsky arch. *Geologiya i Geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 6, pp. 19–29. (In Russ.)
- Komkov I.K., Mozhegova S.V., Dakhnova M.V., Dolmatova I.V. (2016). Geochemistry of organic matter and assessment of the hydrocarbon emigration from the Middle Jurassic source deposits within the Karabash zone. *Geologiya nefti i gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 6, pp. 79–86. (In Russ.)
- Kontorovich A.E., Kontorovich V.A., Ryzhkova S.V. et al. (2013) Jurassic paleogeography of the West Siberian sedimentary basin. *Russian Geology and Geophysics*, 54(8), pp. 747–779.
- Mukher A.G., Kulagina S.F., Pakhomova E.A. (2013). Zoning of the Bazhenov horizon by section type within the Krasnoleninsko-Frolovskaya

zone (Western Siberia). *Proc. VII All-Russ. Lithological Meet.: Sedimentary basins, sedimentation and post-sedimentation processes in geological history*. Novosibirsk, v. I, pp. 297–301. (In Russ.)

Schmoker J.W. (1994). Volumetric calculation of hydrocarbons generated. *The petroleum system – from source to trap. AAPG Memoir*, 60, pp. 323–326. <https://doi.org/10.1306/M60585C19>

The decision of the 6th Interdepartmental Stratigraphic Meeting on the consideration and adoption of revised stratigraphic schemes of Mesozoic and Cenozoic deposits of Western Siberia (2005). Novosibirsk. (In Russ.)

Volkov V.A. (2014). Geological and geophysical model clarification of the structure, identification and mapping of oil-promising zones in the sedimentary cover and pre-Jurassic base deposits, assessment of the identified resources and justification of priority areas for the licensing program of the Karabash zone. Report. Tyumen: Shpilman research and analytical Centre for the rational use of the subsoil. (In Russ.)

Volkov V.A., Shpilman A.V. (2004). Atlas Geology and oil and gas potential of the Khanty-Mansiysk Autonomous Okrug. Khanty-Mansiysk: Shpilman research and analytical Centre for the rational use of the subsoil, 146 p. (In Russ.)

About the Authors

Ivan K. Komkov – Engineer, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: i.komkov@oilmsu.ru;

Marina V. Dakhnova – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of the Department of Geochemical Methods for Prediction of Oil and Gas Potential, All-Russian Research Geological Oil Institute (VNIGNI)

36, Shosse Entuziastov, Moscow, 105118, Russian Federation

Maria A. Bolshakova – Senior Researcher, Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Svetlana V. Mozhegova – Senior Researcher, Department of Geochemical Methods for Prediction of Oil and Gas Potential, All-Russian Research Geological Oil Institute (VNIGNI)

36, Shosse Entuziastov, Moscow, 105118, Russian Federation

*Manuscript received 1 October 2020;
Accepted 16 February 2021; Published 30 March 2021*

О границах и районировании Прикаспийской нефтегазоносной провинции

Ю.А. Волож, В.А. Быкадоров, М.П. Антипов, Т.Н. Хераскова, И.С. Патина*, И.С. Постникова

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Несмотря на давнюю историю геолого-поисковых работ и научных исследований в Каспийском регионе, многие вопросы его нефтегазогеологического районирования, включая обоснование границ, входящих в его состав нефтегазоносных провинций (НГП) древних и молодых платформ: Прикаспийской, Предкавказско-Мангышлакской и Северо-Устьуртской, остаются дискуссионными. В настоящей работе на примере Прикаспийской НГП рассматриваются проблемы нефтегазогеологического районирования осадочного чехла древних и молодых платформ. Предложено проводить нефтегазогеологическое районирование этих регионов с учетом типов разрезов земной коры и типов углеводородных систем осадочного чехла, а также типов структур основных нефтегазоносных комплексов. При выделении границ нефтегазоносных провинций определяющее значение имеет тип разреза земной коры, при выделении субпровинций на первом плане находится тип углеводородных систем, а границы нефтегазоносных областей определяются по типам разреза и структур основных нефтегазоносных комплексов.

В Прикаспийской НГП выделены три субпровинции, и дана характеристика их нефтегазоносности. Предлагаемые границы провинции почти совпадают с контурами распространения кунгурской соленосной толщи значительной мощности (сотни метров). По отсутствию четкой структурной границы между углеводородными палеозойскими системами, Прикаспийскую и Волго-Уральскую НГП предлагается рассматривать как единую окраинно-континентальную нефтегазоносную мегапровинцию. Полученные материалы и выводы могут служить в качестве основы при бассейновом моделировании и уточнении прогнозных ресурсов углеводородов.

Ключевые слова: Прикаспийская впадина, нефтегазоносная провинция, нефтегазогеологическое районирование, месторождения углеводородов, глубокие горизонты

Для цитирования: Волож Ю.А., Быкадоров В.А., Антипов М.П., Хераскова Т.Н., Патина И.С., Постникова И.С. (2021). О границах и районировании Прикаспийской нефтегазоносной провинции. *Георесурсы*, 23(1), с. 60–69. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.6>

Введение

Вопросам нефтегазогеологического районирования (НГТР) посвящено достаточно много работ, однако эта проблема до сих пор остается в сфере активных разработок и дискуссий. В послевоенные годы в СССР и других странах широко развернулись нефтегазопроисследовательские работы, в результате которых были открыты уникальные нефтегазовые регионы и активизировались научные исследования. Это привело, в частности, к обоснованию теории органического происхождения углеводородов (УВ) и разработке на ее основе концепции углеводородных систем «ГЭМАК» (Генерация – Эмиграция – Миграция – Аккумуляция – Консервация). Согласно этой теории, закономерности распределения залежей УВ в разрезе земной коры определяются последовательной сменой ряда событий, включая:

- захоронение органического вещества (ОВ) в нефтематеринских толщах в осадочном бассейне;
- генерацию углеводородов при катагенетическом преобразовании ОВ;
- эмиграцию (первичную миграцию) образовавшихся УВ из нефтематеринских свит в пласты проницаемых пород;

- миграцию УВ по коллекторам от очага генерации к зоне аккумуляции (ловушке);

- консервацию сформированной залежи в процессе последующих преобразований вмещающих их осадочных толщ.

Одновременно разрабатывались принципы выделения и классификации региональных скоплений нефти и газа. При этом сформировались две научные школы, развивавшие, соответственно, две различные точки зрения. Одна из них – школа ученых Московского государственного университета (И.О. Брод, Н.Б. Вассоевич, Н.В. Высоцкий, В.Б. Оленин) – придерживается генетического подхода к НГТР территорий на основе представлений об онтогенезе УВ, используя в качестве основного подразделения региональных скоплений УВ «нефтегазоносный бассейн» (Брод, 1964; Соколов, 1980). Под последним в настоящее время понимают область устойчивого и длительного прогибания земной коры, в пределах которой сформировалось тело осадочных пород, и возникли условия для генерации, аккумуляции и сохранности скоплений нефти и газа (Высоцкий, Оленин, 1990).

Другая школа, состоящая из ученых некоторых вузов и отраслевых научно-исследовательских институтов (А.А. Бакиров, Г.Х. Дикенштейн, С.П. Максимов, М.И. Варенцов и др.), отдаёт предпочтение процессам, ответственным за формирование и изменение гидрогеологической системы. По их мнению, базовым элементом НГТР является крупный структурный элемент, который

* Ответственный автор: Ирина Станиславовна Патина
e-mail: ira_patina@mail.ru

© 2021 Коллектив авторов

отождествляется с нефтегазоносной провинцией (Бакиров и др., 1965). Это могут быть синеклизы или антеклизы в пределах осадочного чехла древних платформ, либо своды и впадины в чехлах молодых платформ, а также отдельные осадочно-породные бассейны в пределах подвижных поясов различной геодинамической природы.

В настоящее время изучение и прогноз углеводородных систем базируются на применении методов бассейнового моделирования. В основе этой технологии лежит представление об углеводородной системе как о некой крупной замкнутой линзе осадочных пород регионального масштаба (современный отдельный бассейн, либо изолированный комплекс внутри осадочного чехла платформ), с которой совмещена гидродинамическая система открытого типа, т.е. система с регионально выдержанными дренажными слоями.

В процессе НГТР обычно используют геолого-геофизические материалы по тектоническому строению рассматриваемых территорий. Эти материалы дают представление о морфологии и эволюции структурных элементов, включая и ловушки углеводородов, и закономерности изменения мощностей осадочных серий, а в осадочно-породных бассейнах подвижных поясов – и их формационный состав. Основными надпорядковыми единицами при районировании континентов являются нефтегазоносные провинции (НГП), контуры которых совпадают с границами структурных элементов осадочного чехла земной коры. С учетом геодинамических особенностей формирования этих структур, выделяемые в их пределах НГП подразделяются на внутриплатформенные (синеклизные и рифтогенные), перикратонные, краевые, задуговые, преддуговые, межгорных прогибов и др. При выделении провинций в разной степени учитываются также размещения по площади и разрезу выявленных месторождений.

В настоящей работе рассматриваются проблемы НГТР на примере Прикаспийской НГП. Несмотря на давнюю историю геолого-поисковых работ и научных исследований в данном регионе, многие вопросы НГТР, включая обоснование границ Прикаспийской НГП, а также выяснение закономерностей размещения и условий консервации здесь залежей углеводородов остаются до сих пор в сфере поисков и дискуссий.

Состояние изученности

В 1974 г. в Министерстве геологии СССР была издана карта нефтегеологического районирования СССР, а затем и справочник по НГП (Нефтегазоносные провинции СССР, 1983). В 1990 г. эта карта была уточнена, переиздана и с небольшими дополнениями до сих пор используется в качестве основы для оценки ресурсного потенциала страны и ее регионов (Карта нефтегазогеологического районирования России, 1990).

Основным недостатком принятой в настоящее время картографической базы НГТР является ее акцент на структурно-тектонических аспектах, тогда как процессы генерации, миграции и аккумуляции углеводородов не нашли должного отражения. Эта недоработка касается как малоизученных, так и давно известных нефтегазоносных провинций, в частности Прикаспийской и Волго-Уральской.

На указанных выше картах граница между Прикаспийской НГП и смежными с ней провинциями

совпадает с тектоническими или тектоно-седиментационными границами Прикаспийской впадины, понимаемой как область развития соляных структур. При этом восточная граница Прикаспийской НГП проведена по Сакмаро-Кокпектинскому разлому, юго-восточная – по Северо-Устьуртскому разлому, а юго-западная – по Каракульско-Смушковской системе надвигов. Западная и северо-западная границы Прикаспийской НГП проведены по тектоно-седиментационным карбонатным уступам ранней перми, отделяя, таким образом, области генерации углеводородов во впадине от прибортовых областей аккумуляции, также перекрытых мощной соленосной толщей кунгура.

В состав Прикаспийской НГП, отраженной в упомянутой выше официальной картографической базе, не были включены Бельская впадина и Северо-Бузачинский свод. Впоследствии В.С. Шеин (Шеин, 2008) включил Северо-Бузачинский свод в Прикаспийскую НГП, а границу с Бельской впадиной оставил открытой. При этом термин «нефтегазоносные провинции» был заменен на термин «нефтегазоносные бассейны» без изменения их границ. В работах В.С. Шеина был предложен новый геодинамический принцип НГТР, сохраняя при этом одновременно традиционный структурно-тектонический подход. Однако представления В.С. Шеина о геодинамических процессах в Прикаспийском регионе и на Урале разделяются далеко не всеми геологами (Атлас..., 2002; Быкадоров и др., 2003; Ужкенов и др., 2004; Bykadorov et al., 2003). Поэтому детальное районирование по геодинамическим (часто субъективным) построениям представляется пока преждевременным.

Интенсивные геологоразведочные работы на нефть и газ в России и других странах привели в последнее время, с одной стороны, к значительному расширению наших знаний о нижних горизонтах осадочного чехла, а с другой стороны, показали существенные пробелы в отдельных разделах осадочно-миграционной теории формирования залежей углеводородов. Это отражено в многочисленных результатах сейсмостратиграфических исследований, в том числе в Каспийском регионе (Обрядчиков, 2012; Оренбургский тектонический узел, 2013; Леонов и др., 2015). Показано, что на молодых послерифейских платформах, помимо плитного и доплитного комплексов, в состав платформенного осадочного чехла следует включать также и складчатый комплекс, сформированный в коллизионный этап тектогенеза и сложенный деформированными, но слабо преобразованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами, не полностью потерявшими способность генерировать углеводороды.

Основные принципы и подходы

В настоящее время существуют два основных подхода к нефтегазогеологическому районированию. Первый заключается в выделении крупных объектов, в пределах которых процессы генерации и аккумуляции нефти и газа протекали относительно автономно. Второй направлен на выделение крупных объектов, в пределах которых месторождения нефти и газа характеризуются сходными условиями формирования и приурочены к единым нефтегазоносным комплексам. Если первый подход наиболее эффективен как основа для теоретических построений, то

второй нацелен, прежде всего, на решение прикладных задач, т.е. непосредственно на поиски месторождений нефти и газа. Обычно первый подход применяется при осадочно-бассейновом районировании, а второй – при выделении нефтегазоносных провинций, областей и районов (НГП, НГО и НГР). Противопоставлять указанные подходы было бы неверным, поскольку в процессе исследования и районирования они часто дополняют друг друга. При этом бассейновый анализ обычно предшествует выделению в составе нефтегазоперспективных регионов НГП, НГО и НГР, что регламентируется соответствующими методическими разработками (Методическое руководство..., 2000).

На наш взгляд, НГТР должно быть ориентировано не только на выяснение закономерностей размещения залежей углеводородов, но и на выявление нефтегенерирующих и нефтегазосодержащих толщ и условий консервации залежей нефти и газа. Наряду со структурой, палеогеографической и геодинамической обстановкой формирования осадочных комплексов необходимо также учитывать наличие региональных покровов и благоприятных термодинамических и гидрогеологических условий генерации и консервации углеводородов. Иначе говоря, для каждой провинции следует определить тип и/или типы углеводородных систем (УВС) в пределах ее подразделений различного ранга.

Ранее было предложено в осадочном чехле континентов выделять два типа УВС: открытые и квазиоткрытые (Абукова и др., 2019).

Первый (открытый) тип характерен для верхних хорошо проницаемых частей осадочных разрезов. Этот тип сопровождается инфильтрационным гидрогеологическим режимом с движением вод вниз по падению пластов за счет разницы высот между областями питания и разгрузки.

Второй (квазиоткрытый) тип УВС характерен для провинций древних и молодых платформ с большой мощностью осадочных отложений, у которых глубокие горизонты разреза осадочного чехла отделены от вышележащих отложений надежной региональной покровной. В этом интервале разреза преобладает затрудненный (элизионный) тип водообмена, при этом миграция углеводородов и воды идет из более погруженных областей в приподнятые. Квазиоткрытые УВ-системы не имеют связи с поверхностью, что приводит к возникновению в них аномально высоких поровых или пластовых давлений. Этот тип УВС изучен ещё недостаточно. Имеющиеся данные позволяют различить две их разновидности: очаговые и блочные. Первые (очаговые или автоклавные УВС) развиты в мощных сланцевых толщах, вторые (блоковые УВС) – в породах складчатого комплекса, где отсутствуют возможности дренажа по латерали. При аномально высоких поровых давлениях, возникающих при генерации углеводородов, развиваются зоны трещиноватости, в которых иногда формируются залежи углеводородов.

Изложенное выше необходимо учитывать при обосновании границ и районировании Прикаспийской НГП (рис. 1).

Во-первых, НГТР следует проводить по главному подсолевому палеозойскому нефтегазоносному комплексу пород, мощность которого достигает 10–12 км. С этим комплексом связано более 90% разведанных запасов

углеводородов Прикаспийской провинции, и в нем прогнозируются ресурсы не менее значительные, чем уже выявленные.

Во-вторых, необходимо учитывать контуры региональной соленосной кунгурской покровной. Она обеспечивает поддержание аномально высокого давления в подсолевых докунгурских отложениях, а также формирование и сохранение крупнейших и крупных месторождений углеводородов, в первую очередь газа.

В-третьих, следует принимать во внимание, что генерацию и формирование углеводородов (особенно газов) в Прикаспийской впадине и по её периферии в пределах развития соленосной покровной обеспечивают палеозойские (в основном верхнедевонско-нижнепермские) и, возможно, более древние нефтегазоматеринские породы погруженных частей впадины, включая складчатый комплекс рифея-нижнего венда.

Эти факторы дают основание для отнесения палеозойского комплекса Прикаспийской НГП к категории УВС второго типа с элизионным флюидообменом и аномально высокими пластовыми давлениями.

Границы, структура и нефтегазоносность Прикаспийской НГП

На рис. 2 представлена схема нефтегазогеологического районирования Прикаспийской НГП. При этом были учтены изложенные выше структурные, нефтегазоносные и другие особенности этого региона, а также показанные на рис. 3–8 результаты выполненных здесь сейсмостратиграфических работ.

Как и в ряде других исследований, восточная и южная границы Прикаспийской НГП на рис. 2 проведены по тектоническим швам: на востоке по Сакмаро-Кокпектинскому разлому (границе со складчатым Уралом) (рис. 3, 5), на юго-востоке – по Северо-Устьюртскому сдвигу, а на юге – по Каракульско-Смушковой зоне надвигов и краевой зоне Донбасс-Туаркырской рифтовой системы (рис. 4).

Западная и северная окраины Прикаспийской НГП сложены мощными шельфовыми известняками карбона-нижней перми, переходящими в некомпенсированные глинистые отложения центральной части впадины через крутые бортовые уступы. На юге и востоке Прикаспийской впадины эти уступы не рассматриваются как ее границы, однако западная и северная границы впадины и НГП обычно проводятся по аналогичным бортовым уступам. Для структурно-тектонического районирования при выделении Прикаспийской впадины такая граница вполне приемлема, поскольку она фиксируется крутой флексурой по верхним горизонтам подсолевого разреза, и с этой границей связана область распространения мощной соленосной толщи кунгура с соляными куполами. Однако при нефтегазогеологическом районировании эта граница отрывает области генерации углеводородов во впадине от областей формирования месторождений нефти и газа на шельфовой карбонатной окраине. При таком проведении северной и западной границ не учитываются строение подсолевого разреза, основного нефтегазоносного комплекса, ареал кунгурской соленосной покровной, условия формирования и распределения месторождений нефти и газа (рис. 6, 7). Также необходимо подчеркнуть, что нижние горизонты осадочного чехла (поверхность

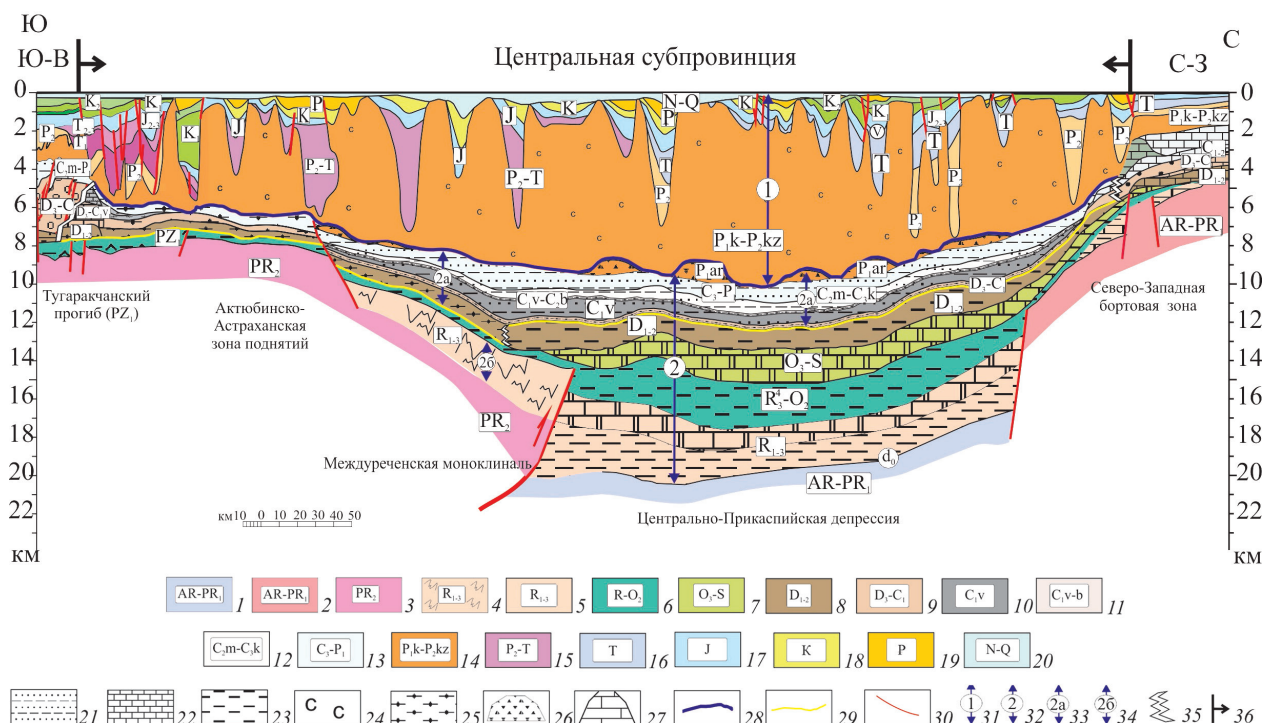


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез Меридиональный характеризует типы разрезам Прикаспийской НГП и типов флюидосистем. Сейсмостратиграфические подразделения: а) Консолидированная кора: 1 – архейско-протерозойская утоненная, 2 – архейско-протерозойская, 3 – верхнепротерозойская (кадомская); б) складчатый комплекс осадочного чехла: 4 – рифейский; в) доплитные комплексы осадочного чехла: 5 – рифейский, 6 – рифейско-среднеордовикский, 7 – верхнеордовикско-силурийский, 8 – нижне-средне-девонский; г) плитный комплекс осадочного чехла: 9 – верхнедевонско-нижнекаменноугольный, 10 – визейский, 11 – визейско-башкирский, 12 – московско-касимовский, 13 – гжельско-артинский, 14 – кунгурско-казанский, 15 – верхнепермско-триасовый, 16 – триасовый, 17 – юрский, 18 – меловой, 19 – палеогеновый, 20 – Неоген-четвертичный; сейсмofации: 21 – терригенно-карбонатные, 22 – карбонатные, 23 – терригенные, 24 – соленосные, 25 – глубоководные кремнисто-глинистые; 26–27 – потенциальные коллектора (нефтегазолакизирующие объекты) внутри автоклавной углеводородной системы: 26 – терригенного состава (подводные конуса выноса), 27 – карбонатного состава (внутрибассейновые карбонатные платформы); 28–29 – флюидоупоры в подсолевом комплексе: 28 – региональные, 29 – зональные; 30 – разломы; 31–33 – типы и подтипы углеводородных систем: 31 – открытая, 32 – квазиоткрытая, 33 – очаговая; 34 – блоковая; 35 – боковые полупроницаемые границы автоклавной углеводородной системы (зона смены глубоководных отложений мелководными); 36 – принятые границы Прикаспийской впадины и НГП; Ю-В – Юго-восточная субпровинция, С-З – Северо-западная субпровинция.

консолидированной коры и подошва девона) в районе карбонатных уступов плавно воздымаются на запад и на север (рис. 6, 8). Месторождения нефти и газа сосредоточены в основном с внешней стороны бортовых уступов. Их формирование связано в основном с нефтегазоматеринскими углеродистыми глинисто-кремнистыми отложениями верхнего девона-нижней перми глубокой внутренней части Прикаспийской впадины. Поэтому в состав провинции следует включать все наклоненные к Прикаспийской впадине смежные моноклинали с соленосной покрывкой и за пределами бортовых уступов.

По особенностям углеводородных систем, стратиграфии и литологическому составу разрезов палеозойских отложений, а также по типам структур в Прикаспийской НГП выделяются три субпровинции (рис. 2): Центрально-Прикаспийская, Юго-Восточная и Северо-Западная.

Центрально-Прикаспийская субпровинция отличается глубоким залеганием подсолевого палеозойского разреза (4–9 км), аномально высокими пластовыми давлениями и низким температурным градиентом. В целом её флюидосистема характеризуется стагнирующим элизионным режимом. Общая мощность подсолевой части разреза осадочного чехла достигает 12 км. Из них около 8 км приходится на плитный ордовикско-нижнепермский комплекс

и 4 км на складчатый (на северо-востоке) и доплитный (на западе) рифейский комплекс.

Юго-Восточная и Северо-Западная субпровинции отличаются мелководным, шельфовым характером палеозойских осадочных образований. Значительная роль в разрезах принадлежит органогенным известнякам, образующим зачастую рифогенные структуры. Но основным типом нефтегазоперспективных структур являются антиклинали. На антиклиналях выявлены крупные нефтяные и нефтегазовые месторождения, такие как Жанажол, Зайкинское, Коробковское и др., а также несколько десятков мелких месторождений. Для карбонатов характерна закарстованность отдельных интервалов и повышенная трещиноватость, что обеспечивает хорошие коллекторские свойства продуктивных пластов.

Внутри каждой субпровинции выделяется несколько нефтегазоносных областей по особенностям строения разрезов палеозойских отложений, их стратиграфическому диапазону, типам структурных и седиментационных ловушек, характеру покрывок.

Таким образом, при предложенном районировании Прикаспийской НГП более отчетливо просматриваются ее отличия от смежных нефтегазоносных провинций, и особенно от Волго-Уральской НГП. Последнюю отличают

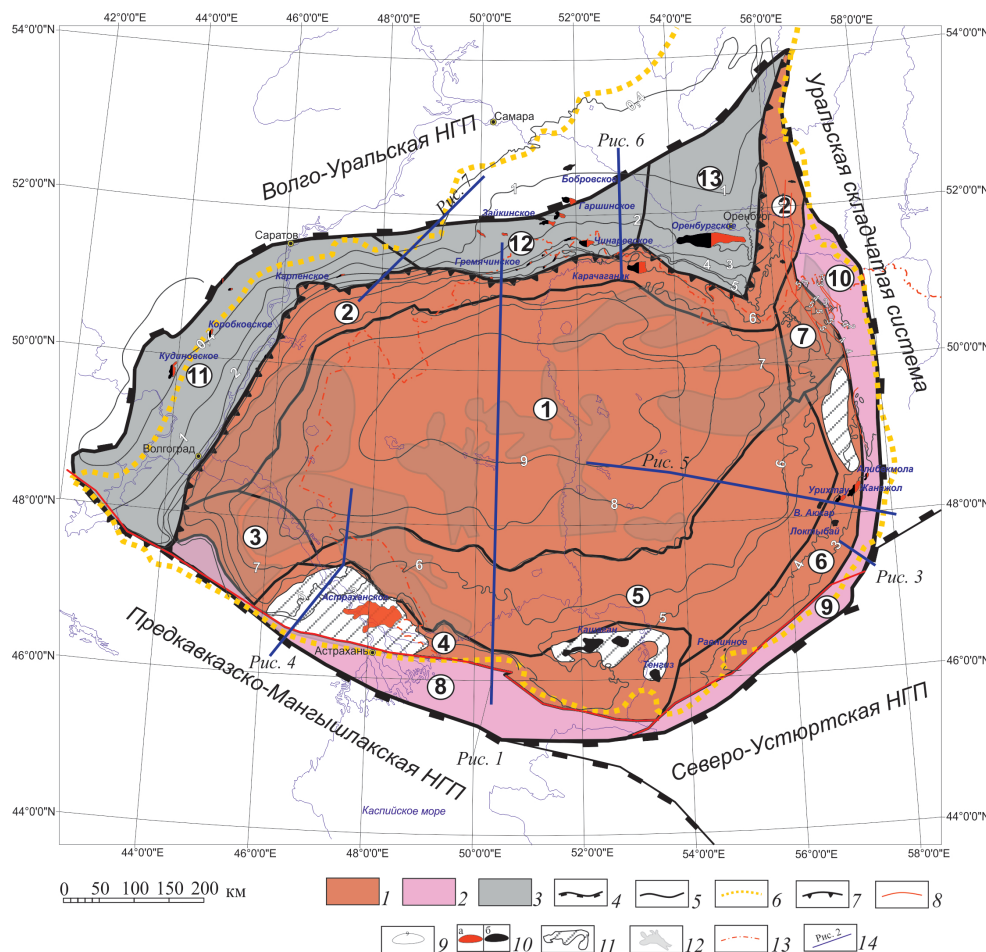


Рис. 2. Схема районирования Прикаспийской нефтегазоносной провинции. 1 – Центральная-Прикаспийская субпровинция (цифрами в кружках обозначены нефтегазоносные области): 1 – Центральная НГО, 2 – Северо-западная прибортовая НГО, 3 – Сарпинская НГО, 4 – Астраханско-Тенгизская НГО, 5 – Астраханско-Актюбинская НГО, 6 – Темирская НГО, 7 – Алексеевская НГО; 2 – Юго-восточная субпровинция: 8 – Бузачинско-Каракульская НГО; 9 – Южно-Эмбинская НГО, 10 – Предмугоджарская; 3 – Северо-Западная субпровинция: 11 – Приволжская НГО, 12 – Южно-Бузулукская НГО, 13 – Оренбургская НГО; 4 – границы нефтегазоносных провинций; 5 – границы нефтегазоносных областей; 6 – граница кунгурской соли; 7 – карбонатный уступ Р; 8 – разломы; 9 – изогипсы по подошве кунгура; 10 – некоторые месторождения: а) газовые, б) нефтяные; 11 – карбонатные массивы; 12 – подводные конуса выноса нижнепермского (преимущественно артинского) и верхнекаменноугольно-нижнепермского возраста; 13 – государственная граница; 14 – местоположение разрезов (рис. 1, 3, 4, 5, 6, 7).

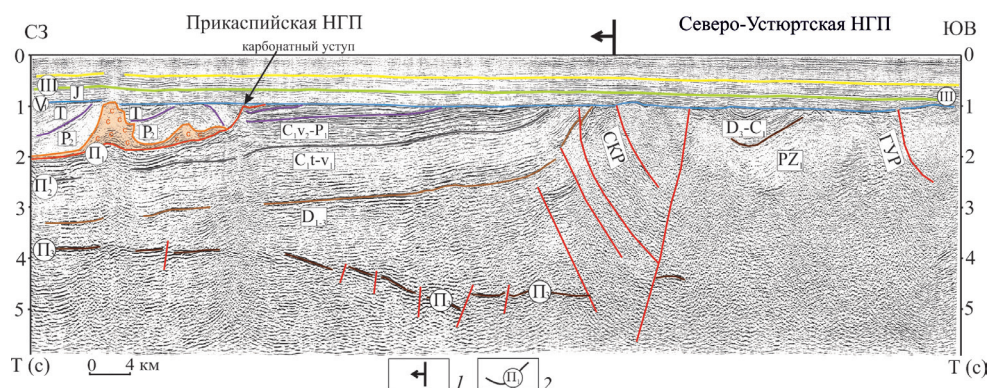


Рис. 3. Временной сейсмический разрез, демонстрирующий проведение юго-восточной границы Прикаспийской НГП в районе Терекского поднятия. 1 – принятые границы Прикаспийской впадины и НГП; 2 – опорные отражающие горизонты и их индекс; СКР – Сакмаро-Кокпектинский разлом, ГУР – Главный Уральский разлом.

менее мощный и стратиграфически сокращенный разрез докунгурского осадочного чехла (от среднего девона до нижней перми), почти повсеместное отсутствие региональной соленосной толщи, отсутствие аномальных пластовых давлений и преобладание преимущественно нефтяных залежей. Основным источником углеводородов в Волго-Уральской НГП являются черные глины и горючие сланцы (доманикоиды) Камско-Кинельской системы прогибов.

Учитывая распространение нефтегазоматеринских пород и связанных с ними месторождений углеводородов, в Прикаспийскую НГП мы включаем на северо-западе и северо-востоке следующие нефтегазоносные районы, ранее традиционно относившиеся к Волго-Уральской НГП: Бельскую впадину (Северо-западная прибортовая НГО Центрально-Прикаспийской субпровинции), Соль-Илецкий выступ и Восточно-Оренбургское поднятие

(Оренбургская НГО Северо-Западной субпровинции), южные части Бузулукской впадины и Пугачевского свода (Южно-Бузулукская НГО Северо-Западной субпровинции), а также Приволжскую моноклинали (Приволжская НГО Северо-Западной субпровинции) (рис. 2, 7, 8). Эти области имеют региональную соленосную кунгурскую покрывку, одновозрастной, но более мелководный разрез докунгурского палеозоя с падением слоев в сторону Прикаспийской впадины.

На юге к Прикаспийской НГП примыкает Северо-Бузачинский свод с богатыми залежами нефти в юрских и нижнемеловых отложениях, сформированных за счет перетока углеводородов из палеозойских отложений, лишенных здесь соленосной покрывки. Аналогичные месторождения в юрских отложениях вскрыты в море на продолжении Северо-Бузачинского свода. Этот своеобразный нефтегазовый район также следует рассматривать внутри

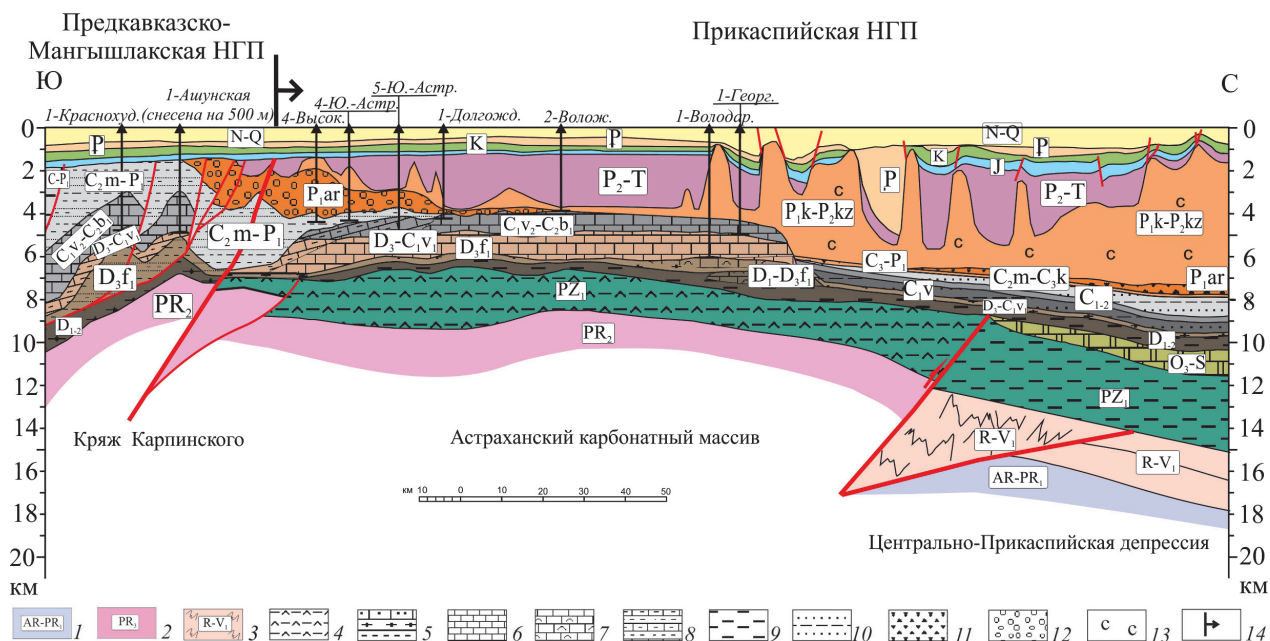


Рис. 4. Сейсмогеологический разрез, демонстрирующий юго-западную границу Прикаспийской НГП в пределах Астраханского карбонатного массива (по Астраханский карбонатный массив..., 2008)). Консолидированная кора: 1 – архейско-протерозойская утоненная; 2 – верхнепротерозойская (кадомская); 3 – рифей-нижневендский складчатый комплекс осадочного чехла; Сейсмофации: 4 – вулканогенно-осадочные; 5 – доломитовые шельфовые; 6 – карбонатные нерасчлененные шельфовые; 7 – рифогенные карбонатные; 8 – глинисто-карбонатные; 9 – терригенные; 10 – терригенные присклоновые; 11 – терригенные подводных конусов выноса; 12 – терригенные подножий склонов; 13 – соленосные; 14 – принятые границы Прикаспийской впадины и НГП.

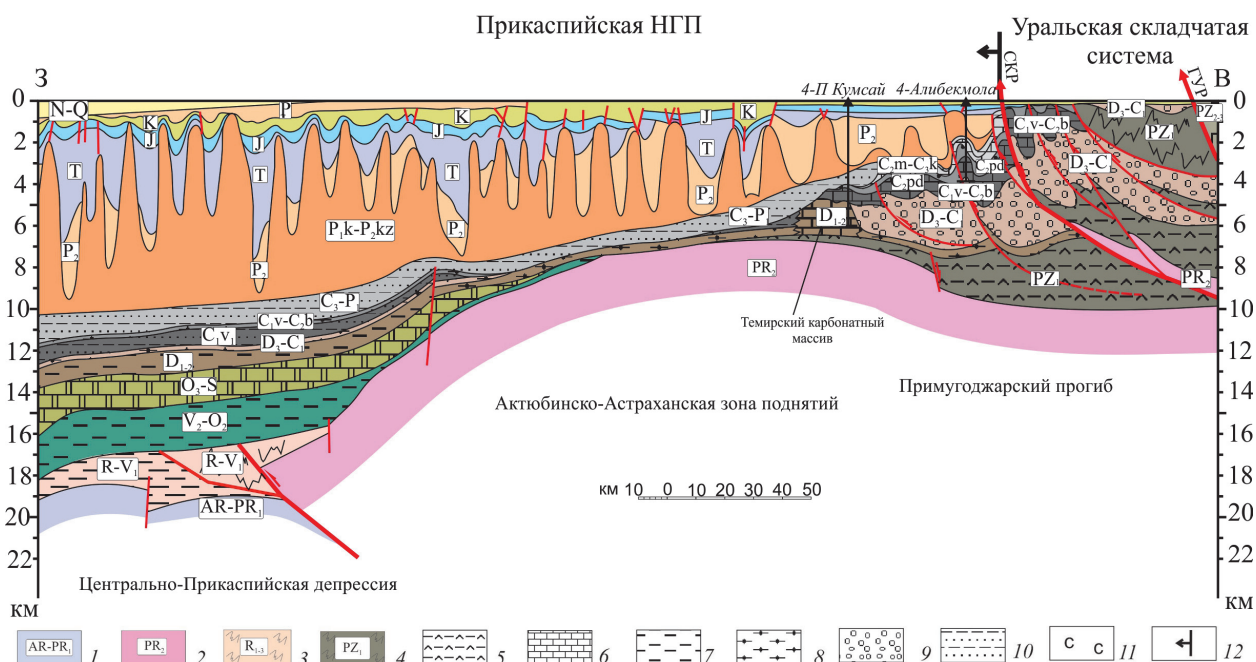


Рис. 5. Сейсмогеологический разрез через восточную часть Прикаспийской НГП в районе Темирского карбонатного массива (по Осадочные бассейны..., 2004, с изменениями). 1 – архейско-протерозойская утоненная кора; 2 – верхнепротерозойская (кадомская) консолидированная кора; 3 – рифей-нижневендский складчатый комплекс осадочного чехла; 4 – верхнепалеозойский (девонско-пермский) складчатый комплекс осадочного чехла; 5-11 – сейсмофации: 5 – вулканогенно-осадочные, 6 – карбонатные нерасчлененные шельфовые, 7 – терригенные мелководные, 8 – депрессионные глинисто-кремнистые, 9 – терригенные граувакковые, 10 – терригенные глубоководных котловин, 11 – соленосные; 12 – принятые границы Прикаспийской впадины и НГП; ГУР - Главный Уральский разлом; СКР – Сакмаро-Кокпектинский разлом.

Прикаспийской НГП как Бузачинско-Каракульскую НГО Юго-восточной субпровинции, где в зонах утоненной соленосной покрывки известны десятки надсолевых месторождений нефти палеозойского генезиса.

В целом предлагаемые границы Прикаспийской НГП

почти совпадают с контурами распространения кунгурской соленосной толщи значительной мощности (сотни метров), а палеозойский разрез подсолевой части осадочного чехла включает морские мелководные отложения от нижнего девона до нижней перми.

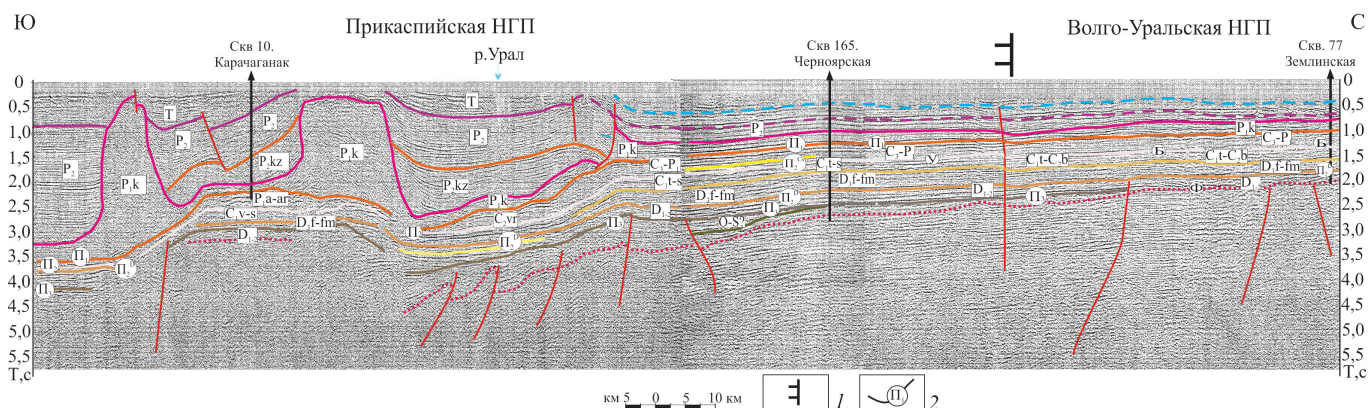


Рис. 6. Временной сейсмостратиграфический разрез через северную окраину Прикаспийской НГП в районе Карачаганакского карбонатного массива, показывающий широкое распространение кунгурской соленосной покрывки в пределах Южно-Бузулукской впадины. 1 – предлагаемая граница Прикаспийской и Волго-Уральской НГП; 2 – опорные отражающие горизонты и их индекс.

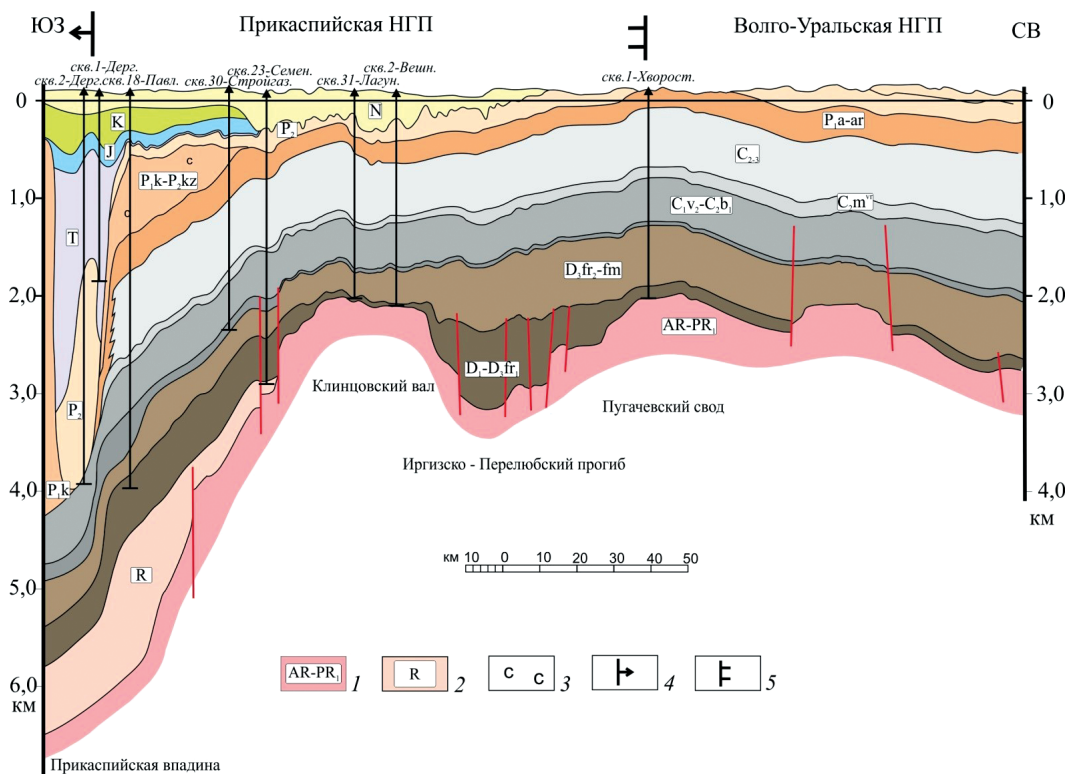


Рис. 7. Сейсмогеологический разрез через северную окраину Прикаспийской НГП, обосновывающий проведение ее северной границы. 1 – архейско-протерозойская консолидированная кора; 2 – рифейский доплитный комплекс осадочного чехла; сейсмofации: 3 – соленосные; 4 – принятые границы Прикаспийской впадины и НГП; 5 – предлагаемая граница Прикаспийской и Волго-Уральской НГП.

Перспективы нефтегазоносности и уточнение строения глубоких горизонтов Прикаспийской НГП

На северной и южной окраинах Прикаспийской НГП разведаны крупные карбонатные атолловидные массивы. Именно на этих массивах в настоящее время сосредоточена основная часть разведанных запасов нефти и газа Прикаспийской НГП. Астраханское месторождение содержит около 4 трлн м³ газа, на Кашаганском и Тенгизском карбонатных массивах разведано более 1 млрд т нефти на каждом. На северном и южном краях субпровинции выявлены также нефтегазоперспективные останцовые карбонатные массивы визейско-башкирского и позднеартинско-кунгурского возраста. Перспективы на выявление крупных месторождений углеводородов

связаны, по нашему мнению, и с крупными нижнепермскими и верейскими конусами выноса на глубинах более 7 км (Волож и др., 2019). Как показывает мировой опыт, аномальные давления и низкий температурный градиент обеспечивают сохранение залежей не только газа, но и нефти на глубинах до 10–11 км.

Таким образом, основная часть неразведанных ресурсов углеводородов Прикаспийской НГП связана именно с большими глубинами, что определяет актуальность привлечения внимания к недостаточной степени изучения некоторых важных аспектов глубинного геологического строения Прикаспийской НГП. Это относится, в частности, к изучению толщи заполнения Сарпинского прогиба, карбонатных массивов и конусов выноса Центрально-Прикаспийской субпровинции. В этой связи для повышения достоверности прогнозов

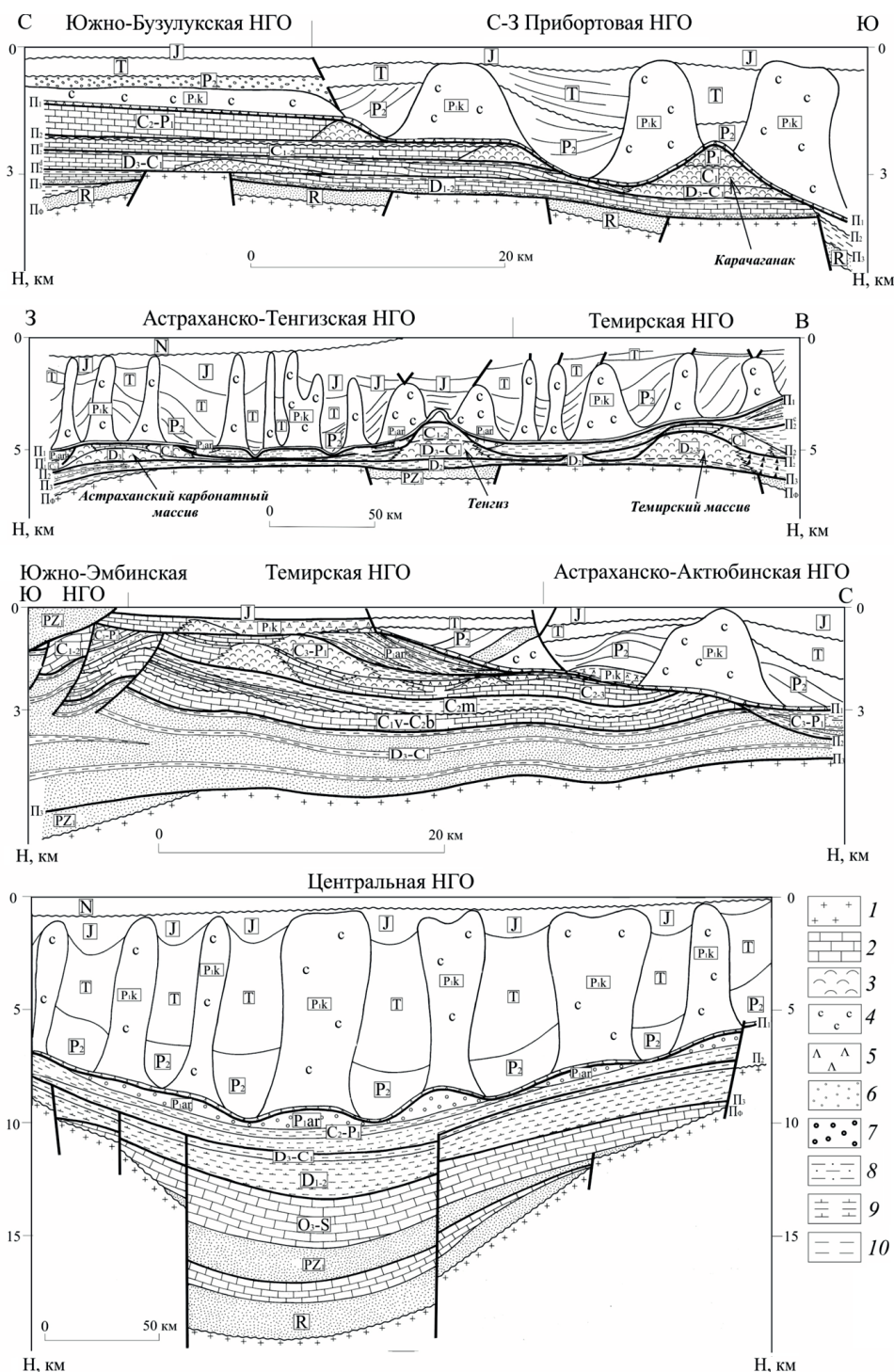


Рис. 8. Типы разрезов Прикаспийской НГП. 1 – фундамент, 2 – известняки мелководные, 3 – известняки рифовые, 4 – соль, 5 – ангидриты, 6 – терригенные морские мелководные отложения, 7 – терригенные континентальные комплексы, 8 – терригенные отложения внутреннего шельфа, 9 – глинисто-карбонатные отложения внешнего шельфа, 10 – глинистые депрессионные и склоновые.

природы мощностью до 3 км. Эти отложения до настоящего времени во впадине практически не изучены. Установление их состава и генезиса позволит подтвердить сведения об их нефтегазоносных свойствах и скорректировать прогнозные ресурсы.

В крупном Сарпинском прогибе на юго-западе нефтегазоносной провинции остается нерешенным вопрос о возрасте и строении мощной терригенной толщи с граничными скоростями 5,1 км/с. Подошва этой толщи совпадает с отражающим горизонтом P_5 , условно относимым к кровле нижнего палеозоя или рифея, что также требует подтверждения бурением. Возраст фундамента в Сарпинском прогибе определяется неоднозначно. Для решения этих задач рекомендуется бурение скважины глубиной 11 км, которая вскрыет отражающий горизонт P_5 .

Как известно, основные разведанные запасы углеводородов в НГП установлены в карбонатных отложениях верхнего девона-нижней перми. Для изучения предполагаемой карбонатной постройки, подстилающих и перекрывающих её отложений рекомендуется скважина глубиной 8 км.

Заключение

Основным недостатком принятой в настоящее время картографической базы НГТР является ее акцент на структурно-тектонических аспектах, тогда как процессы генерации, миграции и аккумуляции углеводородов не нашли должного отражения. Эта недоработка касается как малоизученных, так и давно известных нефтегазоносных провинций, в частности Прикаспийской нефтегазоносной провинции.

Предлагаемые границы Прикаспийской провинции почти совпадают с контурами распространения кунгурской соленосной толщи значительной мощности, а палеозойский разрез подсолевой части осадочного чехла включает морские мелководные отложения от нижнего девона до нижней перми.

необходимо бурение сверхглубоких скважин на трех российских площадях провинции. Предложения по размещению таких скважин выработаны совместно сотрудниками Геологического института РАН и ВСЕГЕИ в процессе составления комплекта геологических карт Каспийского региона. Эти скважины рекомендованы в Сарпинском прогибе, на Алтатинской и Астраханской площадях с целью подтверждения прогнозного сейсмо-стратиграфического разреза девонско-нижнепермских отложений.

На Астраханском своде глубокая (9 км) скважина должна вскрыть подошву девонских отложений и подтвердить предполагаемый по сейсморазведочным данным крупный рифогенный массив. Глубже 8 км прогнозируются нижнепалеозойские отложения неясной

С учетом особенностей углеводородных систем, стратиграфии и литологии палеозойских отложений в составе Прикаспийской НГП различаются три субпровинции: Северо-Западная, Юго-Восточная и Центральная-Прикаспийская. Первые две из них отличаются мелководным, шельфовым характером палеозойских осадочных образований и сосредоточением основных запасов углеводородов в антиклиналях и крупных карбонатных атоллловидных массивах. Главные перспективы на выявление крупных месторождений углеводородов в пределах Центрально-Прикаспийской субпровинции связаны с нижнепермскими и верейскими конусами выноса на глубинах более 7 км.

Несмотря на отсутствие четкой структурной границы между углеводородными палеозойскими системами Прикаспийской и Волго-Уральской НГП, они имеют много общего и потому их можно рассматривать как единую окраинно-континентальную нефтегазоносную мегапровинцию.

Полученные материалы и выводы могут служить основой при бассейновом моделировании и уточнении прогнозных ресурсов углеводородов, включая обоснование размещения сверхглубоких скважин в пределах Прикаспийской НГП.

Финансирование

Работа выполнена в рамках Госзадания ГИН РАН.

Литература

- Абукова Л.А., Волож Ю.А., Дмитриевский А.Н., Антипов М.П. (2019). Геофлюидодинамическая концепция поисков скоплений углеводородов в земной коре. *Геотектоника*, 3, с. 76–88.
- Астраханский карбонатный массив: Строение и нефтегазоносность (2008). Ред. Ю.А. Волож, В.С. Парасына, М.: Научный мир, 221 с.
- Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии – НИИ Природных ресурсов ЮГГЕО (2002). Алма-Ата, 26 с., 37 листов карт.
- Афанасенков А.П., Сенин В.В., Леончик М.И. (2016). К уточнению модели нефтегазогеологического районирования Арктического шельфа России в свете современных геолого-геофизических данных. *Геология нефти и газа*, 4, с. 77–88.
- Бакиров А.А., Рябухин Г.Е., Юдин Г.К. (1965). Нефтегазоносные провинции и области СССР. М.: Высшая школа, ч.1, 72 с.
- Брод И.О. (1965). Учение о нефтегазоносных бассейнах. М.: Недра, 60 с.
- Волож Ю.А., Быкадоров В.А., Антипов М.П., Быкадоров И.В., Парасына В.С., Постникова И.С., Сапожников Р.Б., Хераскова Т.Н. (2019). Нефтегазоперспективные объекты палеозойского подселевого разреза Прикаспийской впадины. *Нефтегазовая геология: теория и практика*, 4, 11 с.
- Высоцкий И.В., Высоцкий В.И., Оленин В.Б. (1990). Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. М.: Недра, 264 с.
- Карта нефтегазогеологического районирования России (1990). М 1:2500 000. Гл. ред. Г. А. Габриэлянц. М.: ПГО «Центргеология», 1 к.
- Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Патина И.С., Лоджевская М.И. (2015). Нефть глубоких горизонтов осадочных бассейнов России и сопредельных стран. *Мониторинг. Наука и технология*, 4, с. 6–15.
- Методическое руководство по количественной и экономической оценке ресурсов нефти, газа и конденсата России (2000). М.: ВНИГНИ, 189 с.
- Нефтегазоносные провинции СССР (1983). Ред. Г.Х. Дикенштейн, С.П. Максимов, В.В. Семенович. М.: Недра, 270 с.
- Обрядчиков О.С. (2015). Особенности геологического строения, нефтегазоносность и перспективы поиска новых уникальных месторождений УВ в Прикаспийской впадине. Нефтегазоносные бассейны Казахстана и перспективы их освоения. Алматы: ОО «Казахстанское Общество Нефтяников-Геологов», с. 292–298.
- Оренбургский тектонический узел (2013). Геологическое строение и нефтегазоносность. Ред. Ю.А. Волож и В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 261 с.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция (2004). Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Научный мир, 526 с.
- Соколов Б.А. (1980). Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 283 с.
- Ужженов Б.С., Мазуров А.К., Быкадоров В.А., Смирнов А.В., Федоренко О.А. (2004). Палеогеография и геодинамика Казахстана и сопредельных территорий. *Доклады казахстанских геологов на МГК-32*. Алматы, с. 39–54.
- Шейн В.С. (2006). Геология и нефтегазоносность России. М.: ВНИГНИ, 774 с.
- Bykadorov V.A., Ushkenov B.S., Miletchenko N.V., Fedorenko O.A., Volozh Y.A., Puchkov V.N., Smirnov A.V., Bush V.A., Filippova I.B. (2003). Ordovician-Permian palaeogeography Central Eurasia: development of Paleozoic petroleum-bearing basins. *Journal of Petroleum Geology*, 26(3), pp. 325–350. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2003.tb00033.x>

Сведения об авторах

Юрий Абрамович Волож – докт. геол.-мин. наук, главный научный сотрудник лаборатории сравнительного анализа осадочных бассейнов, Геологический институт РАН Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Виталий Алексеевич Быкадоров – канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник, Геологический институт РАН Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Михаил Петрович Антипов – канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, Геологический институт РАН Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Татьяна Николаевна Хераскова – докт. геол.-мин. наук, главный научный сотрудник лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя, Геологический институт РАН Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Ирина Станиславовна Патина – канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник, Геологический институт РАН Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7 e-mail: ira_patina@mail.ru

Ирина Сергеевна Постникова – младший научный сотрудник, Геологический институт РАН Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Статья поступила в редакцию 20.05.2020;
Принята к публикации 25.09.2020; Опубликована 30.03.2021

IN ENGLISH

On the boundaries and zoning of the Caspian oil and gas province

Yu.A. Volozh, V.A. Bykadorov, M.P. Antipov, T.N. Kheraskova, I.S. Patina*, I.S. Postnikova

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

*Corresponding author: Irina S. Patina, e-mail: ira_patina@mail.ru

Abstract. Despite the long history of geological exploration and scientific research in the Caspian region many issues of its oil and gas geological zoning remain controversial, including justification the boundaries of oil and gas provinces at the ancient and young platforms: Pre-Caspian, Ciscaucasia-Mangyshlak and North-Ustyurt. This paper discusses problems of the ancient and young platforms sedimentary cover's oil and gas zoning using the example of Pre-Caspian region. It is proposed to carry out oil and gas geological zoning of these regions with taking into account the types of the Earth's crust sections and sedimentary cover's hydrocarbon systems types, as well as the types of the main oil and gas complexes' structures. The type of the Earth's crust section is crucial upon identification oil and gas provinces boundaries; the type of hydrocarbon systems is in the foreground when identifying sub provinces; and the boundaries of oil and gas regions are determined by the main types of oil and gas complexes' sections and structures.

In the Pre-Caspian province three sub-provinces are identified and their oil and gas potential is characterized. The proposed boundaries of the province closely coincide with the distribution contours of the Kungur saliferous strata with considerable thickness (hundreds of meters). Due to the lack of a clear structural boundary between the Paleozoic hydrocarbon systems the Pre-Caspian and Volga-Ural oil and gas provinces are proposed to be considered as a single marginal-continental oil and gas mega-province. The obtained materials and conclusions can serve as a basis for basin modeling and hydrocarbon resources forecast's refinement.

Keywords: Pre-Caspian depression, oil and gas provinces, oil and gas geological zoning, oil fields, deep horizons

Recommended citation: Volozh Yu.A., Bykadorov V.A., Antipov M.P., Kheraskova T.N., Patina I.S., Postnikova I.S. (2021). On the boundaries and zoning of the Caspian oil and gas province. *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 60–69. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.6>

Acknowledgements

The work was carried out within the framework of the State Assignment of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences.

References

- Abukova L.A., Dmitrievsky A.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P. (2019). Geofluid dynamic concept of prospecting for hydrocarbon accumulations in the Earth crust. *Geotectonics*, 3, pp. 76–88. DOI: 10.1134/S0016852119030026
- Afanasenkov A.P., Senin V.V., Leonchik M.I. (2016). Refinement of petrogeological zonation model of the Russian Arctic shelf in light of modern geological and geophysical data. *Geologiya nefi i gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 4, pp. 77–88. (In Russ.)
- Astrakhan carbonate massif: Structure and oil and gas content (2008). Ed. Yu.A. Volozh, V.S. Parasyina. Moscow: Nauchnyi mir Publ., 221 p. (In Russ.)
- Atlas of lithological-paleogeographic, structural, palinspastic and geoeological maps of Central Eurasia — Research Institute of Natural Resources YUGGEO (2002). Alma-Ata, 26 p. (In Russ.)
- Bakirov A.A., Ryabukhin G.E., Yudin G.K. (1965). Oil and gas provinces and regions of the USSR. Moscow: Vysshaya shkola, part 1, 72 p. (In Russ.)
- Brod I.O. (1965). Study of oil and gas basins. Moscow: Nedra, 60 p. (In Russ.)
- Bykadorov V.A., Ushkenov B.S., Miletchenko N.V., Fedorenko O.A., Volozh Y.A., Puchkov V.N., Smirnov A.V., Bush V.A., Filippova I.B. (2003). Ordovician-Permian palaeogeography Central Eurasia: development of Paleozoic petroleum-bearing basins. *Journal of Petroleum Geology*, 26(3), pp. 325–350. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2003.tb00033.x>

- Map of oil and gas geological zoning of Russia (1990). Scale 1:2500 000. Ed. G. A. Gabrielyants. Moscow: PGO «Tsentrgeologiya». (In Russ.)
- Leonov Yu.G., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Patina I.S., Lodzhevskaya M.I. (2015). Deep oil of sedimentary basins in Russia and neighboring countries. *Monitoring. Nauka i tekhnologii*, 4, pp. 6–15. (In Russ.)
- Methodological guide for the quantitative and economic assessment of oil, gas and condensate resources in Russia (2000). Moscow: VNIGNI Publ., 189 p. (In Russ.)
- Obryadchikov O.S. (2015). Geological structure features, oil and gas content and prospects for the new unique hydrocarbon deposits in the Caspian basin. *Oil and gas basins of Kazakhstan and the prospects for their development*. Almaty: Kazakhstanskoe Obshchestvo Neftyanikov-Geologov, pp. 292–298. (In Russ.)
- Oil and gas provinces of the USSR (1983). Eds. G.Kh. Dikenshtein, S.P. Maksimov, V.V. Semenov. Moscow: Nedra, 270 p. (In Russ.)
- Orenburg tectonic center. Geological structure and oil and gas content (2013). Eds. Yu.A. Volozh, V.S. Parasyina. Moscow: Nauchnyi mir, 261 p. (In Russ.)
- Sedimentary Basins: Study Methodology, Structure and Evolution (2004). Eds. Yu.G. Leonov, Yu.A. Volozh. Moscow: Nauchnyi mir, 526 p. (In Russ.)
- Shein V.S. (2006). Geology and oil and gas potential of Russia. Moscow: VNIGNI, 774 p. (In Russ.)
- Sokolov B.A. (1980). Evolution and oil and gas content of sedimentary basins. Moscow: Nauka, 283 p. (In Russ.)
- Uzhkenov B.S., Mazurov A.K., Bykadorov V.A., Smirnov A.V., Fedorenko O.A. (2004). Paleogeography and geodynamics of Kazakhstan and adjacent territories. *Coll. papers: Geosciences in Kazakhstan*. Almaty, pp. 39–54. (In Russ.)
- Volozh Yu.A., Bykadorov V.A., Antipov M.P., Bykadorov I.V., Parasyina V.S., Postnikova I.S., Sapozhnikov R.B., Kheraskova T.N. (2019). Oil and gas promising objects of the Paleozoic subsalt section of the Caspian basin. *Neftgazovaya geologiya teoriya i praktika*, 4, 11 p. (In Russ.)
- Vysotskii I.V., Vysotskii V.I., Olenin V.B. (1990). Oil and gas basins of foreign countries. Moscow: Nedra, 264 p. (In Russ.)

About the Authors

Yury A. Volozh – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Chief Researcher, Laboratory for Comparative Analysis of Sedimentary Basins, Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

7, Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russian Federation

Vitaly A. Bykadorov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

7, Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russian Federation

Mikhail P. Antipov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

7, Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russian Federation

Tatiana N. Kheraskova – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Chief Researcher, Laboratory of Late Precambrian and Phanerozoic Geodynamics, Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

7, Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russian Federation

Irina S. Patina – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

7, Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russian Federation
e-mail: ira_patina@mail.ru

Irina S. Postnikova – Junior Researcher, Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

7, Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russian Federation

Manuscript received 20 May 2020;

Accepted 29 September 2020;

Published 30 March 2021

К сейсмогеологической модели строения Анабаро-Оленекской зоны

И.А. Губин*, В.А. Конторович

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

Изучены скоростные характеристики верхнепротерозой-фанерозойского осадочного чехла Анабаро-Оленекской зоны, в частности, установлен бимодальный характер распределения интервальных скоростей продольных волн. С учетом современных представлений о хроностратиграфии отложений, вскрытых скважинами Чарчкская-1, Бурская-3410 и Хастахская-930, проведена стратификация отражающих горизонтов и переинтерпретированы временные разрезы прошлых лет. С позиции сейсмостратиграфического и сейсмофациального анализа детально рассмотрены кембрийский, вендский и рифейский интервалы разреза. По результатам проведенных исследований предложены коррективы в существующее стратиграфическое расчленение скважин Бурская-3410 и Чарчкская-1. Показано многократное увеличение толщины лапарской свиты, подвергшейся предпрерванной эрозии, в восточном направлении; оконтурены области распространения туюссалинской свиты, нижне-среднекембрийского клиноформного комплекса, а также зоны выходов верхнерифейских свит на предвендскую поверхность размыта. Установлено внутририфейское тектоническое несогласие между куладинской свитой и более древними отложениями.

Ключевые слова: Лено-Анабарская моноклиза, пермь, кембрий, рифей, клиноформы, временной разрез, скорость продольной волны, отражающий горизонт, сейсмогеологический комплекс, сейсмостратиграфия, сейсмофация

Для цитирования: Губин И.А., Конторович В.А. (2021). К сейсмогеологической модели строения Анабаро-Оленекской зоны. *Георесурсы*, 23(1), с. 70–77. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.7>

Введение

Исследуемая территория расположена в северных районах Анабаро-Оленекского междуречья и находится в пределах Лено-Анабарской нефтегазоносной области (НГО). Согласно современному тектоническому районированию (Конторович и др., 2013) по палеозойскому структурному ярусу она относится к Лено-Анабарской моноклизе, по рифейскому структурному ярусу – к Буолкала-Оленекской синеклизе, осложнённой в западной части Хастахской мегаантиклизой. С запада к ней примыкает Анабарская мегаантиклиза, с юго-востока – Оленекский свод (рис. 1).

В этом регионе основной объем сейсморазведочных работ МОГТ с 12-ти кратным перекрытием был выполнен в 1980-е и начале 1990-ых гг. Оленекской геофизической партией (ПГО «Ленанефтегазгеология»). По результатам выполненных работ в тот же период были пробурены скважины Чарчкская-1, Хастахская-930, Усть-Оленекская-2370 и Бурская-3410. Испытывались отложения рифея, венда, кембрия и перми. Результаты испытаний показали наличие хороших коллекторов в доломитовой толще (C_{1-2}) и лапарской свите (C_3), сложенных рифогенными доломитами. Притоки пластовой воды здесь составили до 660 м³/сут. Прямые признаки нефтегазоносности зафиксированы в джаргалахской свите (P_1), откуда был поднят керн песчаника, пропитанного нефтью. Затвердевшие битумы, выполняющие каверны в доломите, и битуминозные известняки обнаружены в нижней части венда (туркутская свита, глинисто-доломитовая толща).

Запах конденсата проявлялся в керне из таймыльской свиты верхнего рифея.

Стратиграфическое расчленение скважин неоднократно пересматривалось и уточнялось (Граусман, 1995; Граусман и др., 1996; Шишкин, Исаев, 1999; Государственная геологическая карта..., 2001; Мельников и др., 2005; Сухов и др., 2016 и др.). В последние годы в Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН были получены палеонтологические, геохронологические и изотопно-геохимические данные, позволившие разработать уточненный вариант стратиграфической схемы докембрия Лено-Анабарской и Анабаро-Хатангской НГО (Nagovitsin et al., 2015). Региональная сейсмогеологическая модель региона наиболее полно отражена в работах Конторовича В.А. с соавторами (Конторович и др., 2013, 2014, 2019).

Цель настоящей работы состоит в дальнейшем усовершенствовании этой модели, выяснении особенностей геологического строения Лено-Анабарской НГО на основе детальной интерпретации сейсмических данных с учетом современных представлений о стратиграфии отложений осадочного чехла. Следует отметить, что несмотря на относительно благоприятные сейсмогеологические условия и высокое соотношение «сигнал/помеха», интерпретацию сейсмических данных существенно затрудняет низкочастотный характер сейсмозаписи; преобладающая частота волнового поля на суммарных временных разрезах составляет в среднем 20 Гц.

Скоростная модель и реперные отражения

Изучение скоростных характеристик осадочного чехла проводилось с использованием данных акустического

* Ответственный автор: Игорь Алексеевич Губин
e-mail: gubinia@ipgg.sbras.ru

© 2021 Коллектив авторов

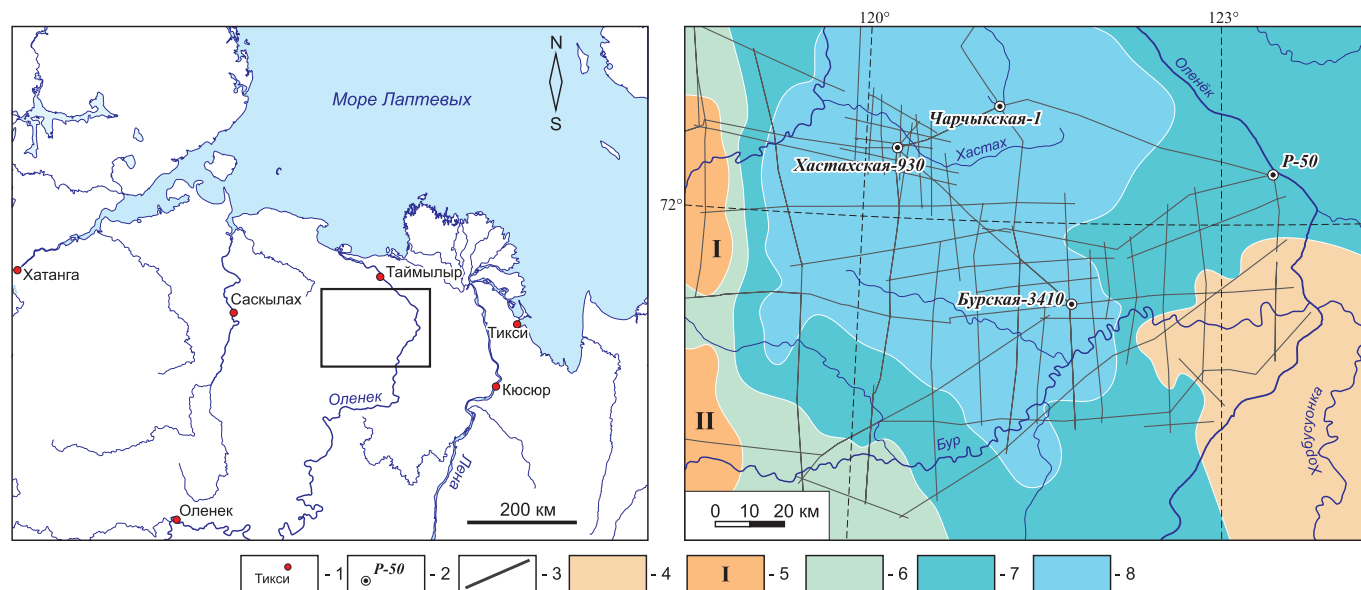


Рис. 1. Обзорная карта района исследований с элементами тектонического районирования. 1 – населенные пункты; 2 – местоположение глубоких скважин и их название; 3 – сейсмические профили МОГТ; 4–8 – тектонические элементы рифейского структурного яруса: 4 – Оленекский свод, 5 – мезовалы (I – Кучугейский, II – Верхнебурский), 6 – Лено-Анабарская моноклиза, 7 – Буолкала-Оленекская синеклиза, 8 – Хастахская мегавпадина.

(АК) и сейсмического каротажей скважин Хастахская-930, Чарчкская-1, Бурская-3410 (в последней сейсмокаротаж не проводился). Данные АК предварительно усреднялись с шагом 1 м, при необходимости сшивались и редактировались напротив каверн, производилась их нормировка на годограф «время-глубина» и пересчет в интервальные скорости. По полученным выборкам для каждой скважины строились гистограммы плотности распределения интервальных скоростей (рис. 2).

Анализ полученных материалов показал, что в рассматриваемых скважинах наблюдается четкое разделение скоростей на две группы. В первую попадают отложения с характерными значениями 3500–4500 м/с, во вторую – 6000–7000 м/с. Бимодальный характер распределения обусловлен строением осадочного чехла Анабаро-Оленекской зоны, верхняя часть которого сложена низкоскоростными терригенными отложениями с возрастом от перми до мела, а нижняя – высокоскоростными рифейско-кембрийскими карбонатами. Скважина Бурская-3410 несколько отличается от остальных в силу того, что акустическим каротажом в ней изучены породы нижней части осадочного чехла: кембрий, венд и значительная часть рифея. В этой части

разреза преобладают карбонатные разности, имеющие скорости продольных волн в диапазоне 6000–6500 м/с, которые составляют более 25%. Группу низкоскоростных пород, вскрытых скважиной Бурская-3410, образуют терригенные отложения маттайской (V_2-C_1), маастахской (V_1), хастахской (R_2) и нижних частей куладинской (R_3) и тукуланской (R_3) свит, скорости в которых в среднем на 750 м/с выше, чем в пермско-мезозойской части разреза. Таким образом, осадочный чехол Анабаро-Оленекской зоны хорошо дифференцирован по значениям скоростей распространения продольных сейсмических волн.

Скоростная дифференциация осадочного чехла выражается также в виде изломов на годографах «время-глубина». Так, в результате проведенных сейсмокаротажных исследований скоростные модели среды аппроксимируются 7-ю пластами в скв. Чарчкская-1 и 8–9-ю пластами в скв. Хастахская-930. На временных разрезах можно выделить серию опорных отражающих горизонтов, согласно выполненной стратификации приуроченных к подошвам мела, юры, триаса, перми и венда. Из реперных сейсмических уровней следует отметить границу «юра-триас» (ЮТ), подошву перми (P_0) и подошву венда (R_0) (рис. 3). Нижнетриасовая толща, будучи относительно выдержанной по толщине (около 215 м или 100 мс), является одним из самых насыщенных высокоамплитудными отражающими горизонтами интервалом разреза. Наиболее выражена в волновом поле подошва перми, представленная трехфазным колебанием, формирующимся на поверхности регионального несогласия с коэффициентом отражения, достигающим 0.16.

Зональным маркирующим горизонтом Кт является также отражение, связанное с тюессалинской свитой среднего кембрия, мощность которой составляет порядка 90 м. Согласно описанию керна, свита сложена переслаивающимися глинистыми известняками, пиритизированными доломитами, мергелями и известковыми песчаниками.

По сравнению с вмещающими отложениями, представленными рифогенными доломитами лапарской свиты

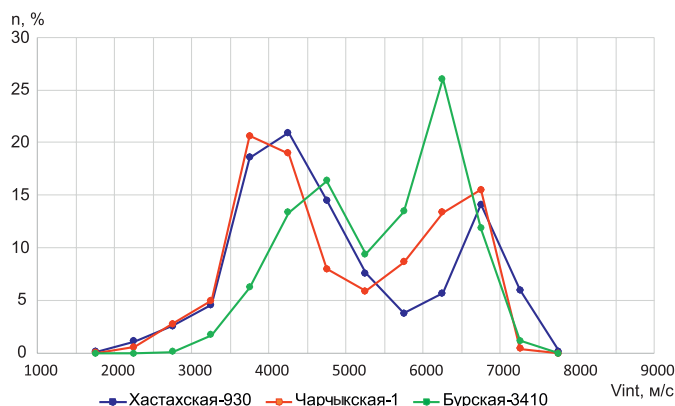


Рис. 2. Распределение скоростей продольных волн в осадочном чехле по данным АК

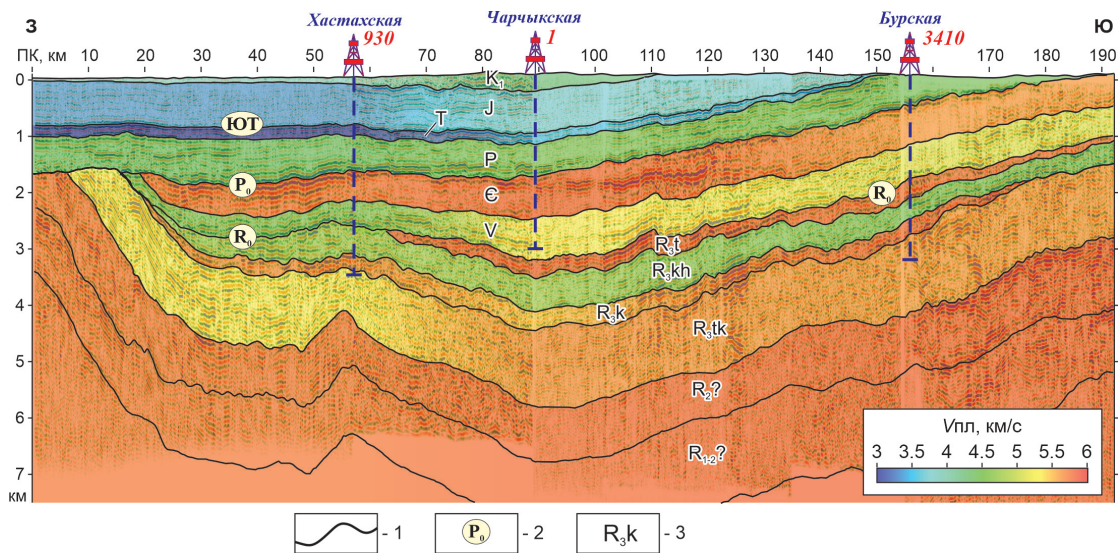


Рис. 3. Глубинно-скоростная модель разреза Анабаро-Оленекской зоны. 1 – отражающие горизонты; 2 – индексы реперных отражающих горизонтов: ЮТ – граница «юра-триас», P_0 – подошва перми, R_0 – подошва венда; 3 – индексы сейсмогеологических комплексов: K_1 – нижнемелового, J – юрского, T – триасового, P – пермского, C – кембрийского, V – вендского, R_3t – таймыльгирской свиты, R_3kh – хастахской свиты, R_3k – куладинской свиты, R_3tk – тукуланской и более древних свит, $R_2?$ – среднерифейского, $R_{1,2?}$ – нижне-среднерифейского.

верхнего кембрия и доломитовой толщей нижнего-среднего кембрия (5870–6650 м/с), туюессалинская свита характеризуется аномально низкими скоростями распространения продольных сейсмических волн (3930–4250 м/с). Контрастные акустические свойства туюессалинской свиты позволяют уверенно прослеживать формирующиеся на ней отражения даже на низкочастотных временных разрезах (рис. 4).

Уточнение строения кембрия по сейсмическим данным

В Анабаро-Оленекской зоне кембрийские отложения представлены (снизу вверх) еркекетской свитой, доломитовой толщей, туюссалинской и лапарской свитами.

В Хастахской скважине тюесалинская свита, литологический состав которой приведен выше, вскрыта в

интервале 1687–1775 м и перекрыта лапарской свитой верхнего кембрия мощностью 62 м. Лапарская свита представлена массивными тонкокристаллическими доломитами, в которых часто наблюдаются каверны до 3 мм в диаметре, выполненные твердым черным битумом или крупнокристаллическим доломитом (Геологическая карта СССР, 1971). Эти отложения формировались в мелководных условиях карбонатного шельфа и характеризуются резкой фациальной изменчивостью как по латерали, так и по вертикали (Сухов и др., 2016). Отличительной особенностью лапарской свиты, вскрытой скв. Хастахская-930, является наличие в верхней части пропластка песчаников и аргиллитов, подтвержденного керновым материалом, который формирует низкоскоростной интервал на графике скоростей, полученных по данным АК.

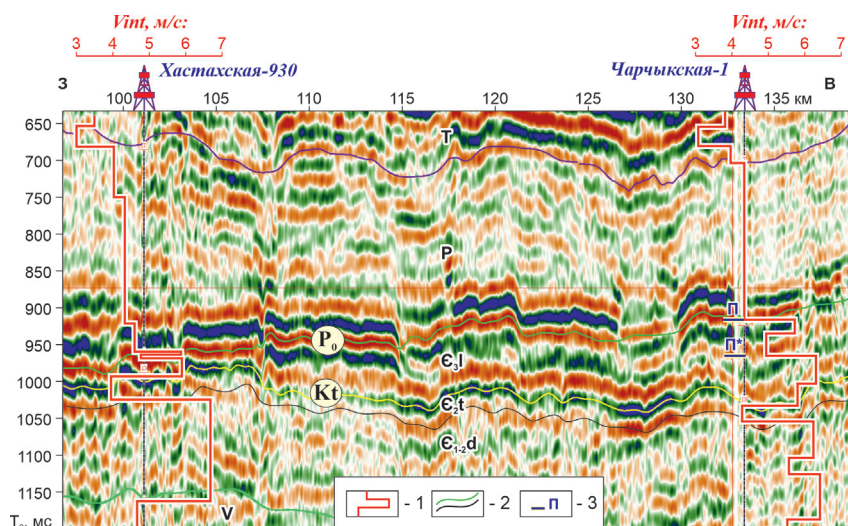


Рис. 4. Фрагмент временного композитного сейсмического разреза по линии скважин Хастакская-930 – Чарчкыкская-1. 1 – пластовые скоростные модели по скважинам; 2 – отражающие горизонты, ограничивающие сейсмогеологические комплексы: Т – триасовый, Р – пермский, ϵ_1 – лапарской свиты, ϵ_2 – тюесалинской свиты, ϵ_3 – доломитовой толщи (включая чукусунскую свиту), ϵ_4 – еркекетской свиты, V – вендский (включая маттайскую свиту), индексы отражающих горизонтов в кружках: P_0 – подошва перми, Kt – кровля тюесалинской свиты; 3 – отметка подошвы перми: П* – прежнее положение, П – прогнозируемая по сейсмическим данным.

В восточном направлении мощность лапарской свиты увеличивается до 181 м в скв. Чарчкская-1. Однако по сейсмическим данным на основании положения реперных отражающих горизонтов, приуроченных к подошве перми (P_0) и кровле тюессалинской свиты (Kt), корреляция которых от скв. Хастахская-930 к скв. Чарчкская-1 не вызывает сомнений (рис. 4), предполагается более существенное увеличение мощности этой свиты – до 306 м и, соответственно, сдвиг подошвы перми с 1838 м (отмечено на рис. 4 как Π^*) до 1713 м. Такое положение границы «пермь-кембрий» (Π) полностью согласуется с распределением интервальных скоростей. Подтвердить это предположение палеонтологическими данными не представляется возможным, поскольку определений фауны в пермской системе в скв. Чарчкская-1 нет.

Мощность лапарской свиты продолжает увеличиваться далее на восток, где ее верхняя часть вскрыта на Тюмятинской площади в интервале 890–1050 м скважиной Р-50, пробуренной на левобережье р. Оленек в устье р. Табын. Доломиты, отнесенные к лапарской свите, обнажаются в 50 км к югу в долине р. Оленек (Геологическая карта СССР, 1971). На композитном сейсмическом профиле по линии скважин Чарчкская-1 – Тюмятинская-50 (рис. 5), показано, как на фоне общего воздымания осадочных комплексов увеличивается временная толщина интервала, отвечающего лапарской свите (ϵ_3l). Неяснослоистый, «прозрачный» рисунок сейсмозаписи и низкоэнергетическая динамика волнового поля в этом сейсмокомплексе характерны для сейсмofации массивных рифогенных доломитов. Если принять для них среднюю пластовую скорость продольных волн 5200 м/с, то в районе Тюмятинской площади мощность лапарской свиты должна составлять порядка 1060 м.

Следует отметить еще одно обстоятельство в пользу нового положения границы «пермь-кембрий» в скв. Чарчкская-1. Анализ изменения толщин лапарской свиты показывает, что в направлении от скв. Хастахская-930 до скв. Тюмятинская-50 их градиент составляет 9.1 м/км. Данную величину в первом приближении можно рассматривать как региональный тренд увеличения эрозионного среза кембрия в западном направлении к Анабарской антиклизе. По линии скважин Хастахская-930 – Чарчкская-1

градиент изменения толщин составляет при прежнем положении подошвы перми 3.7 м/км, а при новом (уточненном) – 7.6 м/км, что гораздо ближе к значению регионального тренда.

В южном направлении отражающий горизонт Kt , отвечающий тюессалинской свите, прекращает прослеживаться (рис. 6). По современным представлениям в скважине Бурская-3410 эта свита не выделяется, и здесь лапарская свита мощностью 166 м залегает непосредственно на доломитовой толще. В интервале 561–569 м лапарская свита содержит микрофитоциты *Nubecularites catagraphus*.

Керн, поднятый из нижележащих интервалов нижне-го-среднего кембрия, вплоть до низов еркекетской свиты фауной не охарактеризован и представлен доломитами, отнесенными сначала Граусман В.В. к ноульской, юн-кюлябит-юряхской и тюессалинской свитам (Граусман, 1994), позже объединенных в немую толщу рифогенных доломитов, сохранившую реликтовую микробиалитовую структуру (Сухов и др., 2016).

По данным ГИС доломитовая толща и лапарская свита характеризуются монотонным строением, средние значения ГК составляют 1.5 мкР/ч, интервальные скорости близки к 6000 м/с. За счет сходного литологического состава и физических свойств оба этих стратона не разделяются на временных разрезах.

Нижележащая еркекетская свита (ϵ_1) мощностью 231 м в нижней части весьма хорошо охарактеризована фаунистически (Сухов и др., 2016), сложена известняками и мергелями, которые обладают пониженными скоростями продольных волн, однако также неразличима на временных разрезах.

На палеоразрезах, выровненных по кровле венда, отмечается резкая смена волновой картины, которая, по-видимому, обусловлена фациальным изменением кембрийских отложений с севера на юг (рис. 6). Одновременно с исчезновением тюессалинской свиты, на которой формировался высокоамплитудный волновой пакет, в кембрийском интервале разреза на уровне доломитовой толщи проявляется клиноформный характер волнового поля, который далее на юг замещается сейсмически «прозрачным» хаотичным рисунком сейсмозаписи, свойственный массивным доломитам и известнякам.

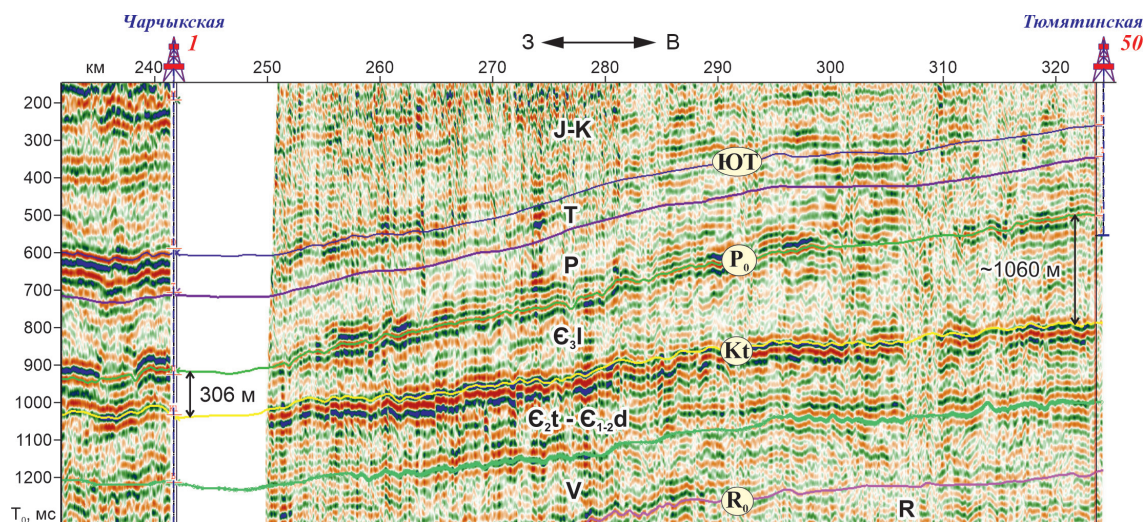


Рис. 5. Фрагмент временного композитного сейсмического разреза по линии скважин Чарчкская-1 – Тюмятинская-50. Условные обозначения: см. рис. 3, 4.

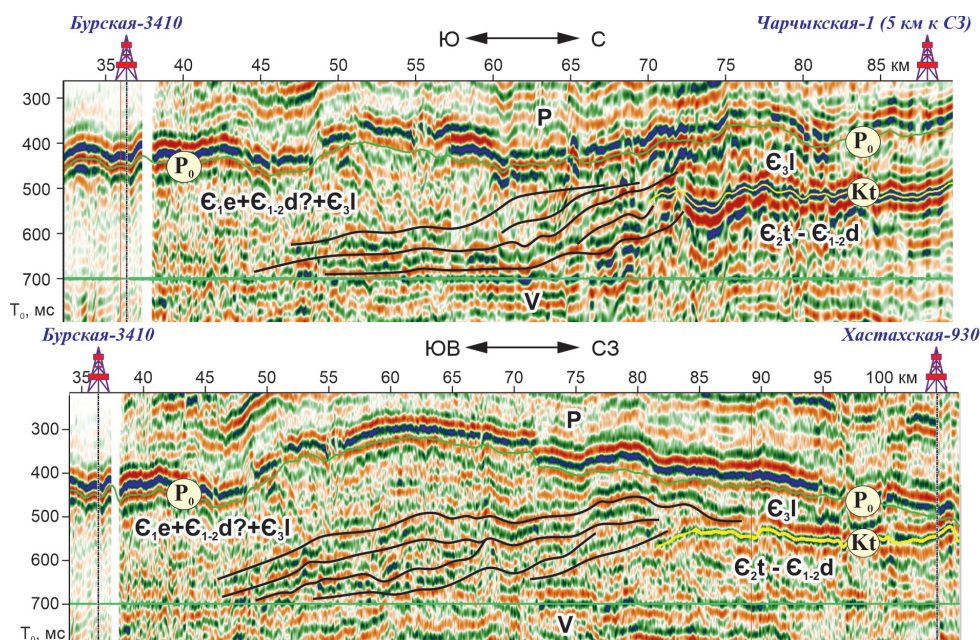


Рис. 6. Фрагменты временных палеоразрезов, выровненных на кровлю венда по линии скважин Бурская-3410 – Чарчыкская-1 и Бурская-3410 – Хастахская-930. Условные обозначения: см. рис. 4.

Выявленные сейсмогеологические признаки позволили районировать исследуемую территорию по волновой картине в интервале развития кембрийских отложений и наметить полосу развития ниже-среднекембрийских клиноформ с преимущественным падением в южном направлении (рис. 7). Представленная картина согласуется с фациально-палеогеографическими реконструкциями, на которых Анабаро-Ленская карбонатная платформа, существовавшая с томмотского по аюсокканский век, была отделена от Юдомо-Оленевского бассейна системой барьерных рифов (Сухов и др., 2016). Ширина полосы развития клиноформ составляет 25–30 км, скважинами

она пока не вскрыта и может рассматриваться в качестве объекта с улучшенными коллекторскими свойствами. Подобные клиноформы, связанные с Западно-Якутской барьерно-рифовой системой, изучались на северном склоне Алданской антеклизы, в юго-восточном Прианабарье, на востоке Северо-Тунгусской НГО (Филипцов и др., 2014; Умперович и др., 1989; Губин, Таратенко, 2019 и др.).

Фациальная изменчивость кембрийских отложений, находящая отражение в волновых сейсмических полях, сходство литологического состава и физических свойств пород позволяет предполагать, что выделенная в скважине Бурская-3410 доломитовая толща является продолжением лапарской свиты.

Сейсмогеологическая характеристика венда и рифея

В пределах Анабаро-Оленевской зоны кембрий подстилается относительно низкоскоростными вендскими толщами (рис. 3). Временная мощность венда по площади не претерпевает существенных изменений, однако по стратиграфическому содержанию он неоднороден (Nagovitsin et al., 2015). Опорные отражения в вендской части разреза отсутствуют. Несмотря на акустически резкий контакт еркекетской свиты и доломитовой толщи с терригенными отложениями маттайской свиты, отражающий горизонт, формирующийся в кровле венда, на большинстве временных разрезов динамически не выражен, и его корреляция без опоры на скважины затруднена. На западе исследуемой территории венд выклинивается на склонах рифейских мезовалов – Кучугуйского и Верхнебурского.

Рифейские толщи весьма неоднородны как по составу, так и по акустическим свойствам (рис. 3). Ранее предполагалось, что скв. Бурская-3410, которая прошла по рифею 1410 м, вскрывает все три его отдела (Мельников и др., 2005). В результате пересмотра хроно- и биостратиграфии региона весь вскрытый этой скважиной разрез рифея был отнесен к каратавию с разделением на тукуланскую, куладинскую, хастахскую и таймыльскую свиты (Nagovitsin et al., 2015).

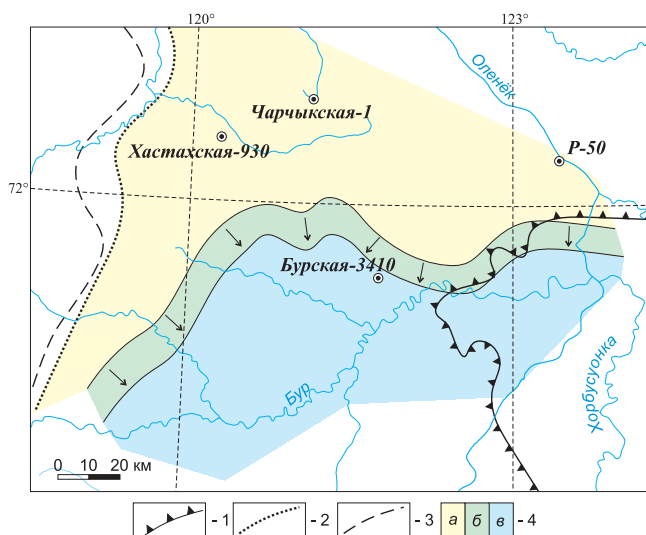


Рис. 7. Схема строения кембрия по данным сейсмофациального анализа. 1 – граница Оленевского свода; 2 – выходы туюссалинской свиты на предпермскую поверхность регионального размытия; 3 – линия эрозионного среза кембрия; 4 – зоны прослеживания на временных разрезах в интервале кембрия: а – отражающего горизонта, связанного с туюссалинской свитой, б – клиноформного рисунка сейсмозаписи (стрелками показано направление падения клиноформ), в – отсутствия устойчивых отражений.

Характеризуя разрез сверху вниз можно отметить следующие особенности. Таймыльская свита мощностью 375 м сложена в основном доломитами, обладающими высокими скоростями продольных волн – более 6000 м/с. Она подстилается терригенной хастахской свитой (алевролиты, аргиллиты, песчаники, мергели) со скоростями 4650–5170 м/с. Ниже залегают аномально высокоскоростные доломиты верхней части куладинской свиты ($V_{int} = 6600–6960$ м/с), подстилаемые песчаниками и аргиллитами ($V_{int} = 3900–4900$ м/с), слагающими ее нижнюю часть. Такое строение обуславливает формирование высокоамплитудного волнового цуга в интервале развития куладинской свиты (рис. 8), что позволяет уверенно ее идентифицировать на временных разрезах, удаленных от скважин. Самая нижняя свита рифея, вскрытая скважинами, – тукуланская – имеет аналогичное строение, однако интенсивных отражений не генерирует.

По результатам корреляции отражающих горизонтов, стратифицированных в скважинах Бурская-3410 и Хастахская-930, была составлена геологическая схема со снятыми венд-фанерозойскими толщами, дающая представление о строении верхнерифейского осадочного бассейна (рис. 8). Границы выклинивания свит субпараллельны контурам Лено-Анабарской моноклизы. Полоса выходов хастахской свиты под предвендскую эрозионную поверхность расширяется в северо-западном направлении с 5 км до 35 км. Полоса выходов куладинской свиты остается относительно выдержанной по ширине и составляет в среднем 5–10 км.

Внутририфейские отражающие горизонты, зарегистрированные ниже тукуланской свиты, ведут себя дискордантно по отношению к вышележащим горизонтам. На сейсмических разрезах это проявляется в виде образования более контрастных структур, как, например, в районе Хастахской площади на глубинах ниже 4 км (рис. 3), либо в виде хорошо выраженных «подклинок» отдельных фаз под отражающий горизонт, приуроченный к кровле тукуланской свиты на северо-западном склоне Оленекского свода (рис. 8), что является свидетельством крупной прекуладинской тектонической перестройки и прерыва в осадконакоплении. Масштабы размыва оценить сложно ввиду недостаточной геолого-геофизической изученности. По сети редких сейсмических профилей можно наметить западную границу распространения тукуланской свиты, выклинивающуюся вблизи контуров Оленекского свода

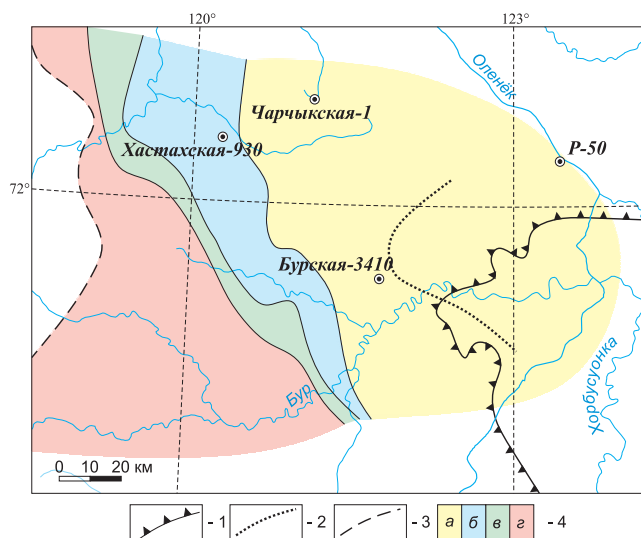


Рис. 9. Схема строения рифея по данным сейсморазведки и глубокого бурения. 1 – граница Оленекского свода; 2 – предполагаемая линия выклинивания тукуланской свиты; 3 – граница выхода рифейских отложений под предпермскую эрозионную поверхность; 4 – выходы на предвендскую эрозионную поверхность: а – таймыльской свиты, б – хастахской свиты, в – куладинской свиты, г – тукуланской свиты и более древних рифейских отложений.

(рис. 9). Строение тукуланской свиты и более древних отложений требует дополнительного изучения.

Заключение

В соответствии с современными представлениями о хроностратиграфическом расчленении скважин Анабаро-Оленекской зоны: Чарчкской-1, Бурской-3410 и Хастахской-930 выполнена стратификация отражающих горизонтов; с привлечением данных сейсмокаротажа и ГИС переинтерпретированы сейсмические материалы прошлых лет.

Проведенный анализ позволил обосновать следующие выводы и результаты.

Установлен бимодальный характер распределения интервальных скоростей продольных волн рифейско-фанерозойского осадочного чехла с максимумами, приходящимися на интервалы 3500–4500 м/с и 6000–7000 м/с. Построена детальная глубинно-скоростная модель разреза.

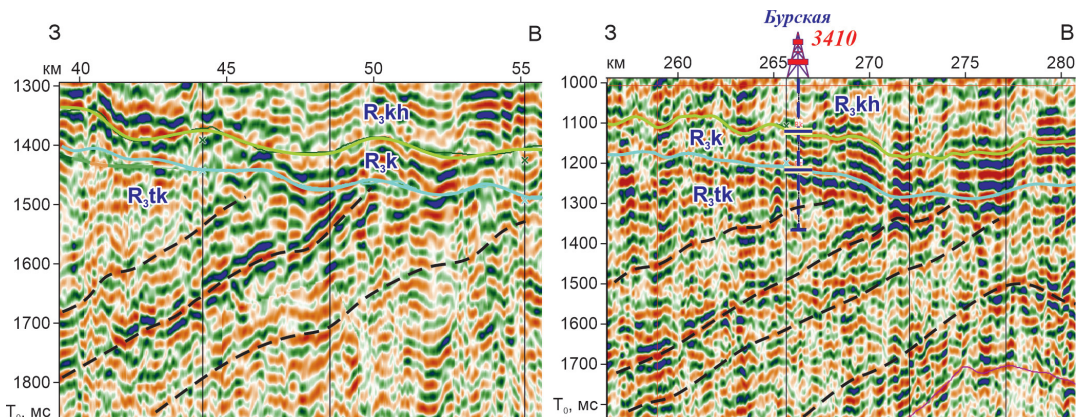


Рис. 8. Фрагменты временных разрезов, демонстрирующие выклинивание докуладинских рифейских отложений. Индексация свит: см. рис. 3.

Уточнено строение кембрийских отложений. В скважине Чарчкская-1 предлагается выделить границу перми и кембрия на относительной отметке 1713 м; с учетом инклинометрии и альтитуды – на абсолютной глубине 1619.4 м.

В восточном направлении происходит увеличение толщин лапарской свиты верхнего кембрия от 62 м до >1000 м, связанное с уменьшением уровня эрозионного среза, региональный градиент которого составляет 9.1 м/км.

Сейсмофациальный анализ показал, что строение нижне-среднекембрийских отложений изменяется в южном направлении: доломитовая толща и тюесалинская свита замещаются на клиноформно-построенную толщу, в плане образующую полосу шириной 25–30 км с преимущественным падением клиноформ на юг, которая представляет интерес в отношении нефтегазоносности. Немая доломитовая толща, выделенная в скв. Бурская-3410, вероятно, является продолжением лапарской свиты.

Выявлен крупный внутририфейский перерыв в осадконакоплении, который выражается на временных разрезах в виде появления более контрастных структур глубже куладинской свиты и кровельном прилегании докуладинских комплексов вблизи Оленекского свода. Составлена схема распространения верхнерифейских свит, выходящих на предвендскую эрозионную поверхность, в пределах Лено-Оленекской зоны.

Финансирование

Работа выполнена в рамках базового проекта научно-исследовательских работ № АААА-А19-119111490040-5 «Построение моделей геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности фанерозойских и неопротерозойских осадочных комплексов Лено-Тунгусской НГП для формирования программы геолого-разведочных работ и лицензирования недр» и при поддержке гранта РФФИ «Ресурсы Арктики» по проектам № 18-05-70110 и № 18-05-70105.

Литература

- Геологическая карта СССР. (1971). Масштаб 1: 200 000. Серия Оленекская. Листы S-51-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. Москва: НИИГА, 72 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2001). Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-50-52 – Быковский. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 189 с.
- Граусман В.В. (1994). Стратиграфия верхнего докембрия и фанерозоя перспективных на нефть и газ территорий Западной Якутии. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 41 с.
- Граусман В.В. (1995). Отложения верхнего докембрия Оленекского поднятия по материалам глубокого бурения. *Тихоокеанская геология*, 14(4), с. 133–136.
- Граусман В.В., Рудаевская В.А., Васильева Н.И. (1996). Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Оленекского поднятия. *Отечественная геология*, 8, с. 30–35.

Губин И.А., Таратенко А.В. (2018). Структурная характеристика венд-кембрийских отложений восточной части Северо-Тунгусской НГО по данным сейсморазведки 2D в связи с нефтегазоносностью. *Геофизические технологии*, 3, с. 14–29. <https://doi.org/10.18303/2619-1563-2018-3-2>

Конторович В.А., Калинин А.Ю., Калинина Л.М., Соловьев М.В. (2019). Сейсмогеологические модели и нефтегазоносность осадочных комплексов в арктических регионах Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. *Геология нефти и газа*, 5, с. 15–26. DOI: 10.31087/0016-7894-2019-5-15-26

Конторович В.А., Конторович А.Э., Губин И.А., Зотеев А.М., Лапковский В.В., Малышев Н.А., Соловьев М.В., Фрадкин Г.С. (2013). Структурно-тектоническая характеристика и модель геологического строения неопротерозойско-фанерозойских отложений Анабаро-Ленской зоны. *Геология и геофизика*, 54(8), с. 1253–1274. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.014>

Конторович В.А., Конторович А.Э., Моисеев С.А., Соловьев М.В. (2014). Структурно-тектоническая характеристика Лено-Анабарского региона. *Геология нефти и газа*, 1, с. 74–82.

Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. (2005). Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и её складчатого обрамления. Новосибирск: Гео, 428 с.

Сухов С.С., Шабанов Ю.А., Пегель Т.В. и др. (2016). Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Новосибирск: ИНГ СО РАН, 497 с.

Умперович Н.В., Еханин А.Е., Асташкин В.А., Роменко В.И., Шишкин Б.Б. (1989). Сейсмогеологическая модель кембрийских рифовых комплексов Якутии и возможности их изучения методом сейсморазведки. *Геология и геофизика*, 5, с. 85–93.

Филиппов Ю.А., Мельников Н.В., Ефимов А.С., Вальчак В.И., Горюнов Н.А., Евграфов А.А., Смирнов Е.В., Щербаков В.А., Култышев В.Ю. (2014). Нижне-среднекембрийский рифогенный барьер на север Сибирской платформы – объект первоочередных нефтегазопромысловых работ. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, 2(18), с. 25–35.

Шишкин Б.Б., Исаев А.В. (1999). Особенности строения докембрийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, 40(12), с. 1795–1807.

Nagovitsin K.E., Rogov V.I., Marusin V.V., Karlova G.A., Kolesnikov A.V., Bykova N.V., Grazhdankin D.V. (2015). Revised Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform. *Precambrian Research*, 270, pp. 226–245. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.09.012>

Сведения об авторах

Игорь Алексеевич Губин – кандидат геол.-мин. наук, заведующий лабораторией, старший научный сотрудник Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

Россия, 630090, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, д. 3
e-mail: GubinIA@ipgg.sbras.ru

Владимир Алексеевич Конторович – доктор геол.-мин. наук, чл.-корр. РАН, заведующий лабораторией, главный научный сотрудник Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

Россия, 630090, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, д. 3

Статья поступила в редакцию 02.07.2020;

Принята к публикации 26.10.2020;

Опубликована 30.03.2021

IN ENGLISH

Seismogeological structure model of the Anabar-Olenek region

I.A. Gubin, V.A. Kontorovich*

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

**Corresponding author: Igor A. Gubin, e-mail: gubinia@ipgg.sbras.ru*

Abstract. The velocity characteristics of the Upper Proterozoic-Phanerozoic sedimentary cover of the Anabar-Olenek region were studied, in particular, the bimodal character of the distribution interval P-wave velocities was established. Taking into account modern ideas about the chronostratigraphy of sediments encountered by the Charchykskaya-1, Burskaya-3410 and Khastakhskaya-930 deep boreholes, stratification of reflecting horizons was carried out and time sections from previous years were reinterpreted. From the perspective of seismic stratigraphic and seismic facies analysis, the Cambrian, Vendian, and Riphean intervals of the section were examined in detail. In the course of the analysis, adjustments to the stratigraphic breakdown of the Burskaya-3410 and Charchykskaya-1 boreholes are proposed. The study shows that the Lapar Formation, which underwent Prepermian erosion, increase in the thickness multiple in an eastward direction. The distribution areas of the Tuessal Formation, the Lower and Middle Cambrian clinoform complex, as well as the areas of the Upper Riphean Formations reaching the Prevendian erosion surface are contoured. An Intrariphean tectonic disagreement between the Kulady Formation and older deposits was established.

Keywords: Leno-Anabar monocline, Permian, Cambrian, Riphean, clinoforms, time section, P-wave velocity, reflector, seismogeological sequence, seismic stratigraphy, seismic facies.

Recommended citation: Gubin I.A., Kontorovich V.A. (2021). Seismogeological structure model of the Anabar-Olenek region. *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 70–77. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.7>

Acknowledgements

The work was carried out within the framework of the basic research project No. AAAA-A19-119111490040-5 «Construction of models of the geological structure and assessment of the oil and gas potential of the Phanerozoic and Neoproterozoic sedimentary complexes of the Lena-Tunguska oil and gas province for making prospecting and licensing of mineral resources» and supported by RFBR grant «Arctic Resources», projects No. 18-05-70110 and No. 18-05-70105.

References

- Filipstov Yu.A., Melnikov N.V., Efimov A.S., Valchak V.I., Goryunov N.A., Evgrafov A.A., Smirnov E.V., Scherbakov V.A., Kultyshev V.Yu. (2014). Lower-Middle Cambrian reef barrier in the northern Siberian platform as a target of primary exploration for oil and gas. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*, 2(18), pp. 25–35. (In Russ.)
- Geologic map of the USSR (1971). Scale 1: 200 000. Olenek series. Sheets S-51-XXXIII, XXXIV. Moscow: SRIAG, 72 p. (In Russ.)
- Grausman V.V. (1994). Stratigraphy of the upper Precambrian and Phanerozoic territories of Western Yakutia that are of interest in relation to the petroleum potential. *Dr. geol. and min. sci. diss.* Novosibirsk, 41 p. (In Russ.)
- Grausman V.V. (1995). The late Precambrian deposits of the Olenek Uplift from deep drilling data. *Tikhookeanskaya geologiya = Russian Journal of Pacific Geology*, 14(4), pp. 133–136. (In Russ.)

Grausman V.V., Rudavskaya V.A., Vasilieva N.I. (1996). Upper Precambrian and Lower Cambrian stratigraphy of the Olenek Uplift. *Sovetskaya geologiya = Soviet geology*, 8, pp. 30–35. (In Russ.)

Gubin I.A., Taratenko A.V. (2018). Structural characteristics of Vendian-Cambrian sediments within the North Tunguska OGR using seismic 2D data in connection with petroleum potential. *Geofizicheskie tekhnologii = Russian Journal of geophysical technologies*, 3, pp. 14–29. <https://doi.org/10.18303/2619-1563-2018-3-2> (In Russ.)

Kontorovich V.A., Kalinin A.Yu., Kalinina L.M., Soloviev M.V. (2019). Seismogeological models and petroleum potential of sedimentary sequences in the Arctic regions of Lena-Tunguska petroleum province (Anabar-Khatanga, Lena-Anabar petroleum areas). *Geologiya nefi i gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 5, pp. 15–26. DOI: 10.31087/0016-7894-2019-5-15-26 (In Russ.)

Kontorovich V.A., Kontorovich A.E., Gubin I.A., Zoteev A.M., Lapkovsky V.V., Malyshev N.A., Soloviev M.V., Fradkin G.S. (2013). The Neoproterozoic-Phanerozoic section of the Anabar-Lena Province: structural framework, geological model, and petroleum potential. *Russian Geology and Geophysics*, 54(8), pp. 980–996. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.014>

Kontorovich V.A., Kontorovich A.E., Moiseev S.A., Soloviev M.V. (2014). Structure-Tectonic characteristic of Leno-Anabar region. *Geologiya nefi i gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 1, pp. 74–82. (In Russ.)

Melnikov N.V., Yakshin M.S., Shishkin B.B. et al. (2005). Stratigraphy of oil and gas basins of Siberia. Riphean and Vendian of Siberian Platform and its plaited border. Novosibirsk: Geo, 428 p. (In Russ.)

Nagovitsin K.E., Rogov V.I., Marusin V.V., Karlova G.A., Kolesnikov A.V., Bykova N.V., Grazhdankin D.V. (2015). Revised Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform. *Precambrian Research*, 270, pp. 226–245. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.09.012>

Shishkin B.B. and Isaev A.V. (1999). Structure of the Precambrian and Cambrian deposits in the Northeast of the Siberian platform. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 40(12), pp. 1795–1807. (In Russ.)

State geological map of the Russian Federation (2001). Scale 1: 1 000 000 (new series). Sheet S-50–52 – Bykov locality. Saint Petersburg: VSEGEI, 189 p. (In Russ.)

Sukhov S.S., Shabanov Yu.Ya., Pegel T.V. et al. (2016). Stratigraphy of oil and gas basins of Siberia. Cambrian of Siberian Platform. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 497 p. (In Russ.)

Umperovitch N.V., Ekhanin A.E., Astashkin V.A., Romenko V.I., Shishkin B.B. (1989). Seismogeological model of Cambrian reef complexes of Yakutia and possibilities of their study by seismic prospecting method. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 5, pp. 85–93. (In Russ.)

About the Authors

Igor A. Gubin – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of Laboratory, Senior Researcher, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

3, Ak. Koptyug ave., Novosibirsk, 630090, Russian Federation

e-mail: GubinIA@ipgg.sbras.ru

Vladimir A. Kontorovich – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of Laboratory, Chief Researcher, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

3, Ak. Koptyug ave., Novosibirsk, 630090, Russian Federation

Manuscript received 2 July 2020;

Accepted 26 October 2020; Published 30 March 2021

Структурные перестройки восточного сектора Баренцева моря на мезо-кайнозойском этапе его развития и их влияние на перспективы нефтегазоносности

А.А. Сулова¹, А.В. Ступакова¹, А.В. Мордасова¹, Р.С. Сауткин^{1*}, А.А. Гильмуллина²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Университет Бергена, Берген, Норвегия

Баренцевоморский бассейн является наиболее изученным с точки зрения региональной и нефтегазовой геологии на всем Арктическом шельфе Российской Федерации и обладает доказанной газоносностью в российском секторе. Однако по сей день остается много вопросов, связанных с нефтегеологическими критериями поиска новых месторождений нефти и газа. Одним из наиболее важных вопросов является время структурных перестроек. На протяжении мезо-кайнозойской геологической эволюции Баренцевоморский шельф испытывал влияние Предновоземельской области, претерпевшей несколько фаз сжатия в мезозое и кайнозое. Цель исследования – проследить основные структурные перестройки в восточном секторе Баренцева моря и изучить их связь со временем формирования резервуаров и ловушек нефти и газа. База данных региональных сейсмических профилей и результатов глубокого бурения на шельфе, накопленная за последнее десятилетие на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, позволила выделить основные несогласия и сейсмо-стратиграфические комплексы и реконструировать историю погружения и инверсий в мезозойское и кайнозойское время. Структурная перестройка на рубеже триаса и юры привела к формированию крупных инверсионных структур в восточной части Баренцевоморского шельфа, что выражается в резком угловом и стратиграфическом несогласии в верхнетриасовых и нижнеюрских отложениях. В юрский период регионального погружения территории основных поднятия, включая и положительные структуры Новой Земли, были частично затоплены, а на шельфе происходило накопление регионального глинистого флюидоупора и нефтегазоматеринской толщи – верхнеюрских «черных глин». Следующая эпоха сжатия проявилась вторым импульсом роста инверсионных валов в поздней юре-раннем мелу. Кайнозойское воздымание Предновоземельской области и всего Баренцевоморского шельфа привела к значительной эрозии мезозойских отложений, с одной стороны, сформировав современные структурные ловушки, а с другой – значительно уничтожив альбский, некогда, региональный флюидоупор.

Ключевые слова: архипелаг Новая Земля, Баренцевоморский бассейн, потенциал нефтегазоносности

Для цитирования: Сулова А.А., Ступакова А.В., Мордасова А.В., Сауткин Р.С., Гильмуллина А.А. (2021). Структурные перестройки восточного сектора Баренцева моря на мезо-кайнозойском этапе его развития и их влияние на перспективы нефтегазоносности. *Георесурсы*, 23(1), с. 78–84. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.8>

Введение и цель исследования

Мезозойские отложения триасово-юрского возраста являются основным нефтегазоносным комплексом Баренцева моря, где открыты уникальное Штокмановское месторождение (1988 г.) с запасами 3,9 трлн м³ и крупные Лудловское (1990 г.) и Ледовое (1992 г.) газовые месторождения в резервуарах юрского возраста. Залежи в триасовых резервуарах – Мурманское (1983 г.) и Северо-Кильдинское (1985 г.) – открыты в бортовых частях бассейна, где юрский разрез сокращен по мощности. Изначально, до бурения скважин, основная нефтегазоносность по прогнозам была связана с триасовыми отложениями, но при открытии месторождений в юрском разрезе, решили сконцентрироваться на верхних интервалах разреза (устное сообщение Устинова Н.В., 2013 г.). Время формирования залежей до сих пор остается дискуссионным вопросом и зависит от времени структурных перестроек бассейна и эволюции нефтяных систем. В связи с этим, вопрос

о мезо-кайнозойских этапах тектонического развития Баренцева моря является актуальным. В данной работе сделана попытка восстановить историю формирования ловушек нефти и газа на мезо-кайнозойском этапе в Предновоземельской части Баренцева моря.

В основе решения поставленных задач – принципы сеймостратиграфического анализа временных сейсмических разрезов (ВСР). Для оценки периодов воздымания на ВСР выделяются основные несогласия по типу эрозионного срезания, и проводится стратиграфическая привязка этих несогласий. При выравнивании на соответствующее несогласие, путем геометрических построений, восстанавливаются мощности размытых отложений, выходящих под эрозионную поверхность. Для определения источников и направления сноса обломочного материала ключевым параметром было направление проградации клиноформ в триасовом и верхнеюрско-нижнемеловом сеймостратиграфических комплексах. Для оценки источников сноса в юрских отложениях помимо анализа клиноформных отражений привлечены ранее опубликованные результаты на основе анализа петрографического состава келловейских песчаников (Сулова, 2014).

* Ответственный автор: Роман Сергеевич Сауткин
e-mail: r.sautkin@oilmsu.ru

© 2021 Коллектив авторов

Результаты исследований

Структурные элементы

Основной структурой восточной части Баренцево-морского шельфа является Центрально-Баренцевская сверхглубокая депрессия, которая заложилась во время девонского рифтогенеза и претерпела последующее активное прогибание на мезозойском этапе развития (Ступакова, 2011). Это отрицательная структура первого порядка, которая простирается в субширотном направлении от Новой Земли и сложена как палеозойскими, так и пермско-триасовыми и мезозойскими породами. Общая мощность осадочного чехла в ее пределах составляет более 15 км, увеличиваясь на восток к Новой Земле до 20 км. Рифтогенная природа Центрально-Баренцевской депрессии подтверждается характером ее глубинного строения. Зона ограничена разломами, мощность земной коры в ее пределах отличается минимальными для суши значениями – 28–45 км (Верба и др., 2005).

В пределах Баренцево-морской сверхглубокой депрессии выделяются наиболее крупные структуры второго порядка, которые прослеживаются как по палеозойскому, так и мезозойскому комплексам отложений. Наиболее крупными являются Южно-Баренцевская и Северо-Баренцевская впадины, разделенные системой валов, которые получили название Штокмановской и Лудловской седловин. Впадины отделены от Новоземельской складчатой области Предновоземельским краевым прогибом и серией поднятий, наиболее крупными из которых являются Адмиралтейское в центральной части и Гусиноземельское и Междушарское в южной части Баренцева моря.

Южно-Баренцевская впадина, по всей видимости, была более погруженной, нежели Северо-Баренцевская, поскольку мощности мезозойского разреза в ее пределах сокращаются от 15–18 км до 10–12 км (Куницын, Пийп, 2008). Скорее всего, это связано с тем, что Южно-Баренцевская впадина испытывала более длительное погружение, так как имеет рифтогенную природу Центрально-Баренцевской депрессии, а Северо-Баренцевская впадина расположена между двух относительно приподнятых палеозойских платформенных массивов – Свальбардским и Северо-Карским (Ступакова и др., 2017). Обе впадины представляют интерес с точки зрения положения очагов генерации углеводородов, в пределах которых триасовые и частично юрские нефтегазоматеринские толщи достигают своей зрелости. Антиклинальные структуры и бортовые части впадин интересны с точки зрения возможности образования залежей.

Основные структурные перестройки и их влияние на нефтегазоносность

Основные структурные перестройки фиксируются, как правило, в бортовых частях бассейна, где максимально проявляются процессы воздымания и эрозии накопившихся ранее отложений. Такой областью для восточной части Баренцево-морского шельфа является Предновоземельская область, где мезо-кайнозойский разрез сокращается в мощности до полного его срезания на большей части архипелага Новая Земля. На сейсмических разрезах видно, что Предновоземельская область испытала несколько фаз тектонической активизации.

Начиная со среднего и позднего триаса, вся территория восточной части Баренцева моря испытывает воздымание, связанное с формированием Новоземельской складчатой области. Пик этого воздымания приходится на конец триаса (рэтское время), что подтверждается наличием крупного углового и стратиграфического несогласия на границе триаса и юры в Предновоземельской области. Особенно интенсивно складчатые деформации проявились в районе Гусиноземельского и Междушарского поднятий и в области их сочленения с архипелагом Новая Земля, где выходят на поверхность наиболее древние ордовикско-силурийские отложения (рис. 1). Триасовые отложения срезаются по мере приближения к архипелагу Новая Земля и с угловым несогласием перекрываются верхнеюрскими отложениями, где величина эрозии оценивается до 1,2–1,5 км в своде поднятий (рис. 1, 2). Аналогичная картина наблюдается в зоне перехода из Северо-Баренцевской впадины в Северо-Карскую плиту (Gilmullina et al., 2021). Таким образом, аплифт на рубеже триаса и юры привел к формированию потенциальных антиклинальных и стратиграфических ловушек в триасовых отложениях.

Позднетриасовый сильно расчлененный палеорельеф в Предновоземельской зоне сохраняется и в раннеюрское время. Об этом свидетельствует неравномерное распределение нижнеюрских отложений вдоль современной складчатой области Новой Земли, где на большей части акватории вдоль западного побережья Новой Земли нижнеюрские отложения отсутствуют. Начиная с середины средней юры, скорее всего с батского времени, Предновоземельская область начала затопливаться морем. Сформированное аккомодационное пространство стало заполняться осадками. На сегодняшний день временная мощность бат-байосского и верхнеюрского комплекса в пределах поднятия составляет 0,1 секунду (до 150 м).

В келловейское время отмечается проградация материка со стороны Новоземельского поднятия в направлении Ледовой и Лудловской площадей (рис. 3). Если рассматривать отложения Штокмановской, Ледовой и Лудловской скважин, то к северу, в Ледовой и Лудловской скважинах кварцевая составляющая снижается, и увеличивается примесь полевых шпатов. Это также может свидетельствовать о дополнительном Новоземельском источнике сноса, который активизировался в келловейское время (Суслова, 2014).

По фаунистическим остаткам следы развития батского, келловейского, оксфордского, кимериджского и волжского ярусов зафиксированы в северной части Южного острова и на Северном острове Новой Земли. В районе пролива Маточкин шар В.А. Русанов наблюдал горизонтально залегающие коренные выходы пород волжского яруса, в которых был найден белемнит – *Cylindroteuthis magnifica* Orb (Стратиграфия СССР..., 1972). Данные факты могут свидетельствовать в пользу существования пролива (в районе современного пролива Маточкин шар) в течение позднеюрского времени и затопления Предновоземельской области в периоды максимального подъема уровня моря. Заключение о существовании пролива через архипелаг может свидетельствовать в пользу связанности Баренцево-морского и Карского бассейнов

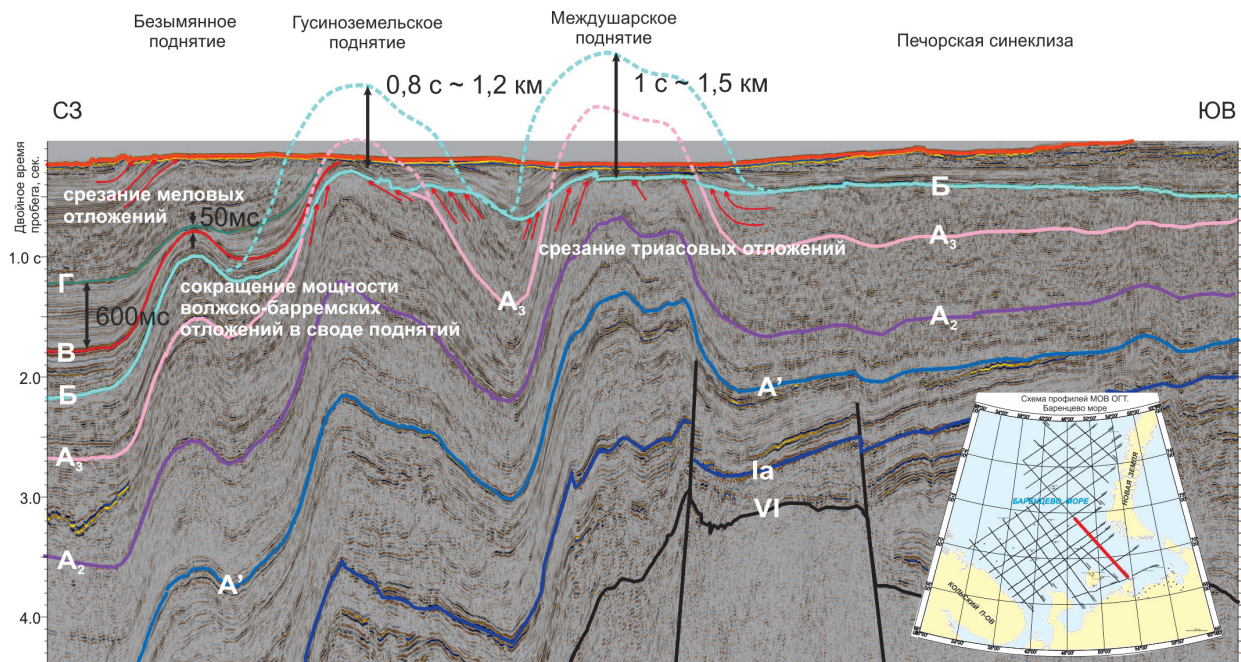


Рис. 1. Рэтское эрозионное несогласие в кровле триасового сейсмостратиграфического комплекса и реконструкция эрозии в Предновоземельской структурной зоне (по (Казанин и др., 2011) с дополнениями). VI – кровля акустического фундамента, Ia – кровля сакмарских отложений, А' – граница пермо-триасовых отложений, А2 – кровля нижнего триаса, А3 – кровля среднего триаса, Б – подошва юрских отложений, В – кровля киммериджских отложений, Г – кровля клиноформного волжско-барремского комплекса.

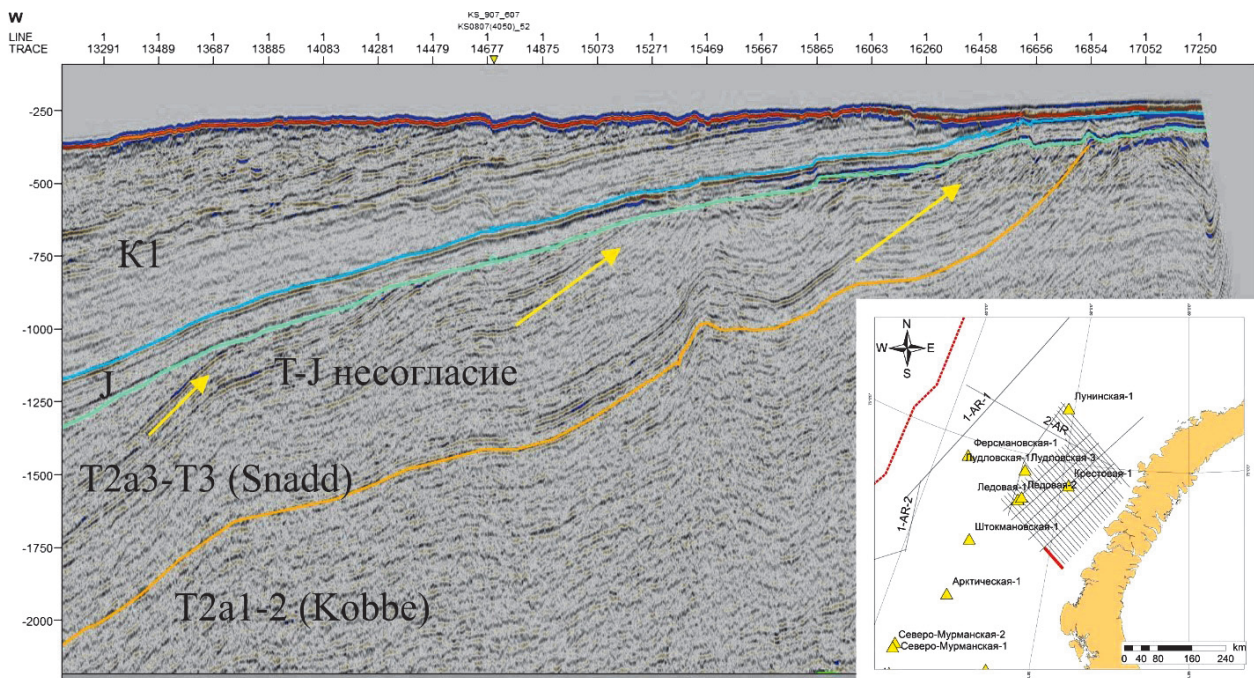


Рис. 2. Эрозионное несогласие в кровле поздне триасовых отложений в центральной части Предновоземельской структурной зоны (на рисунке в скобках даны названия формаций, выделяемых в норвежском секторе Баренцева моря)

морскими проливами и, как следствие, позволяет прогнозировать единство палеогеографических обстановок в данные периоды.

Юрский период был завершён высоким стоянием уровня моря, который обозначился формированием черных битуминозных глин. На сейсмических разрезах эти фации соответствуют аномально ярким выдержанным по площади отражениям, которые фиксируются на всех профилях и соответствуют поверхности максимального затопления. Эти глины являются региональным флюидоупором для юрских продуктивных пластов – Ю0, Ю1 и

Ю2 – на открытых месторождениях, а также могут экранировать залежи в потенциальных стратиграфических ловушках в триасе.

Раннемеловой период характеризуется регрессивной стадией развития бассейна и заполнением шельфовой впадины, сформированной в позднеюрское время. На сейсмических профилях наблюдаются клиноформные комплексы волжско-раннемелового возраста, которые образуют несогласия типа подошвенного прилегания на яркое, хорошо выдержанное отражение в кровле киммериджа. Можно выделить несколько этапов заполнения

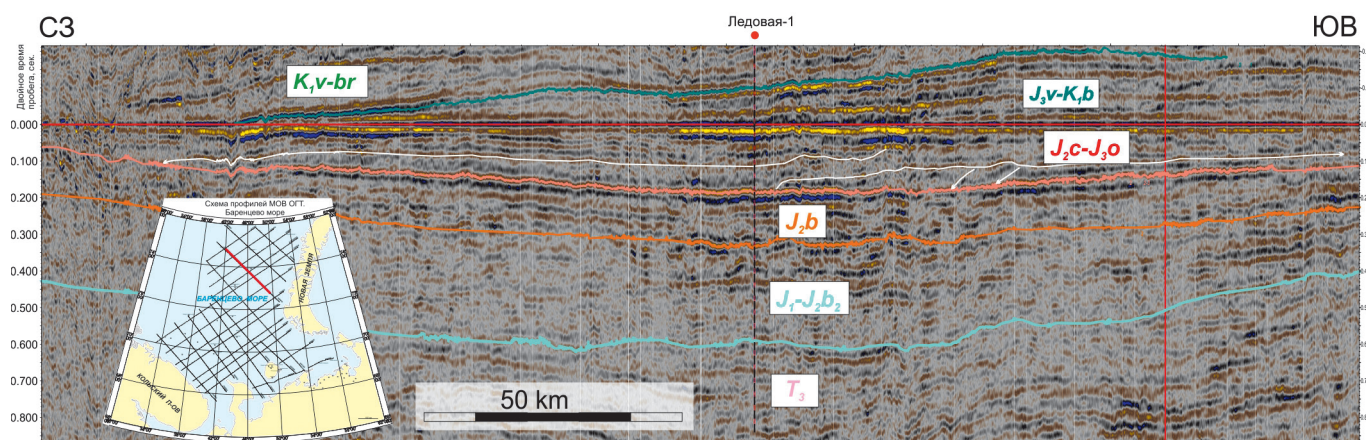


Рис. 3. Келловейский комплекс в районе Ледовой и Лудловской площадей, проградирующий с Новоземельской складчатой области. Клиноформные отражения обозначены белыми стрелками. Профиль выровнен на ОГ В в кровле верхнеюрских отложений.

Южно-Баренцевской впадины клиноформами. В волжско-берриасское время активное прогибание претерпевает восточная часть впадины, причем Штокмановская седловина в это время остается приподнятой, осадконакопления на ней не происходит (рис. 4). Это говорит о том, что структурные валы Центрально-Баренцевской депрессии, заложившиеся еще в триасовое время и снивелированные в юрский период трансгрессии морского бассейна, вновь проявились в раннем мелу, фиксируя этап тектонической активизации. Сформированная впадина заполняется относительно тонким кластическим материалом. Клиноформы имеют пологие углы наклона – $0,1-0,2^\circ$ (Мордасова и др., 2019). Выше выделяется аналогичный сейсмостратиграфический валанжинско-готеривский комплекс, который распространяется шире по площади и перекрывает Штокмановскую седловину, приближаясь к Демидовскому поднятию. При этом, на протяжении волжско-берриассового времени Штокмановская седловина имела выраженный выступающий облик.

Выше выделяется комплекс, характеризующийся сигмовидными сейсмofациями и более крутыми углами падения ($1-2^\circ$), которые свидетельствуют о более активном заполнении аккомодационного пространства и сносе более грубого материала (Мордасова и др., 2019). Клиноформы проградируют на восток и юго-восток со стороны Новоземельского архипелага и Адмиралтейского вала, указывая на то, что и Новоземельская область вновь претерпела тектоническое воздымание. Анализируя временные мощности волжско-барремских отложений, также можно зафиксировать рост Гусиноземельского и Безымянного поднятий в конце юрского-начале мелового периодов: временная мощность резко сокращается в своде поднятий с 600 до 50 мс (рис. 1).

В нижнемеловом клиноформном комплексе Баренцевоморского шельфа прогнозируется развитие природных резервуаров, аналогичных резервуарам в неокмских клиноформах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Наличие песчаных пластов – потенциальных коллекторов – установлено в ундаформенной части готерив-барремских клиноформ в скважинах Ледовая-2 и Лудловская-1, согласно интерпретации каротажных данных (Мордасова и др., 2019).

Последующая активизация инверсионных процессов в Предновоземельской области произошла в кайнозое.

Воздымание в кайнозойское время и масштабная эрозия – до 1,2 км в восточной части шельфа (Henriksen, 2011; Sobolev, 2012) – привели к размыву альбских глинистых флюидоупоров, что могло негативно сказаться на сохранности нижележащих неокмских залежей (Мордасова и др., 2019), а также залежей в аптских отложениях (Захаренко и др., 2014). Однако именно в эпоху альпийской складчатости завершилось формирование современных антиклинальных структур.

Заключение

Инверсионные процессы в Предновоземельской области, вероятно обусловленные влиянием эпох складчатости Новоземельской области, оказали влияние на историю развития Баренцевоморского бассейна, способствуя образованию новых инверсионных структур и формированию дополнительных источников сноса материала. Инверсия на рубеже триаса и юры и в позднеюрско-раннемеловое время оказала скорее положительное влияние на нефтегазоносность, т.к. в это время формировались инверсионные валы – крупные антиклинальные ловушки. Кайнозойское воздымание проявилось регионально по всему Баренцевоморскому шельфу и оказало негативное влияние на уже сформированные к тому моменту залежи и значительно уничтожило альбский глинистый флюидоупор.

Повсеместно распространенная верхнеюрская толща черных глин, накопившаяся в период максимального повышения уровня моря после тектонической активизации, может выступать в роли регионального, ненарушенного флюидоупора. Сочетание факторов наличия высокопроницаемых резервуаров и региональной покрывки создает оптимальные условия для формирования залежей углеводородов в Баренцевоморском бассейне.

Финансирование/Благодарности

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 20-55-20007 совместно с коллегами из Университета Бергена. Авторы благодарят РФФИ за поддержку и коллег из Университета Бергена (Норвегия) за продуктивную совместную работу.

Авторы выражают благодарность рецензенту за конструктивные советы и критические замечания, позволившие улучшить содержание и восприятие статьи.

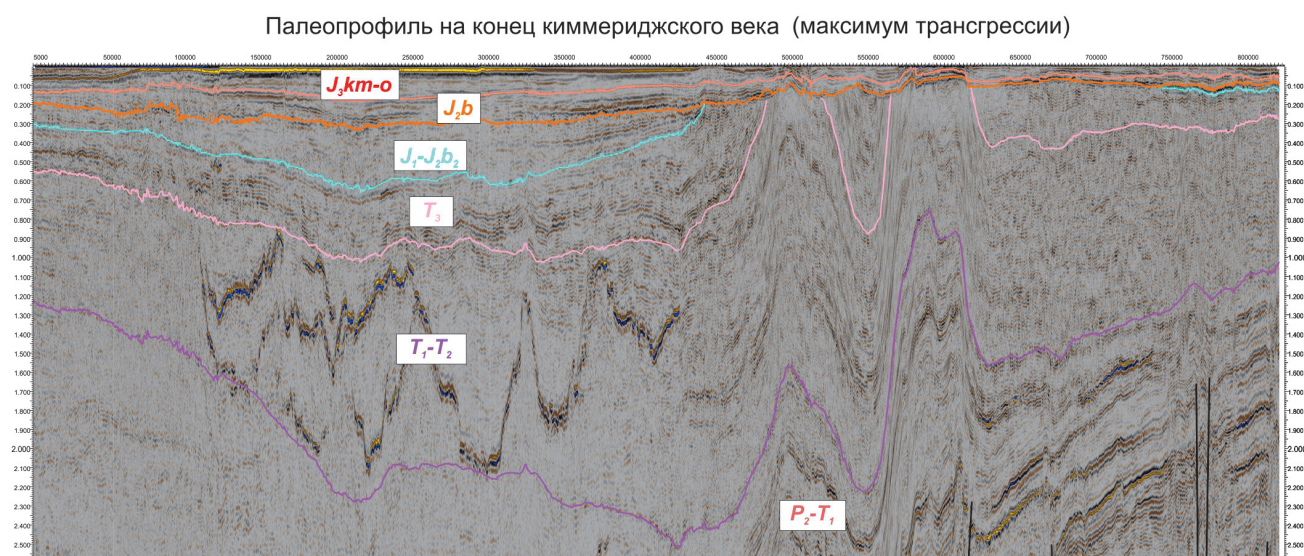
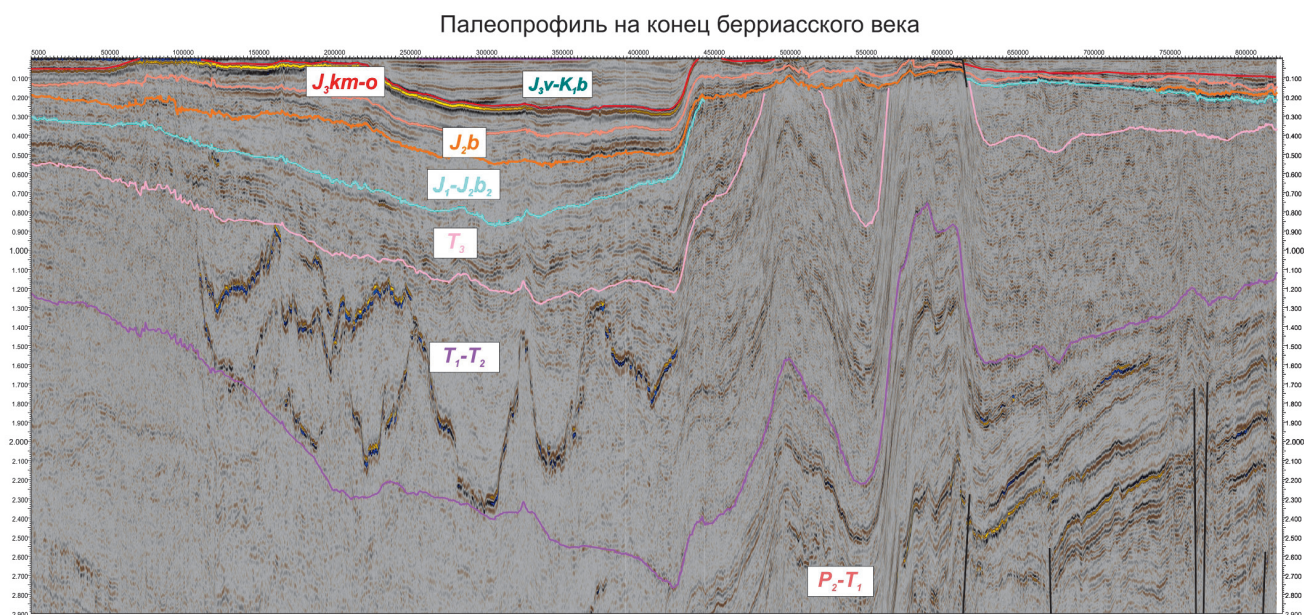
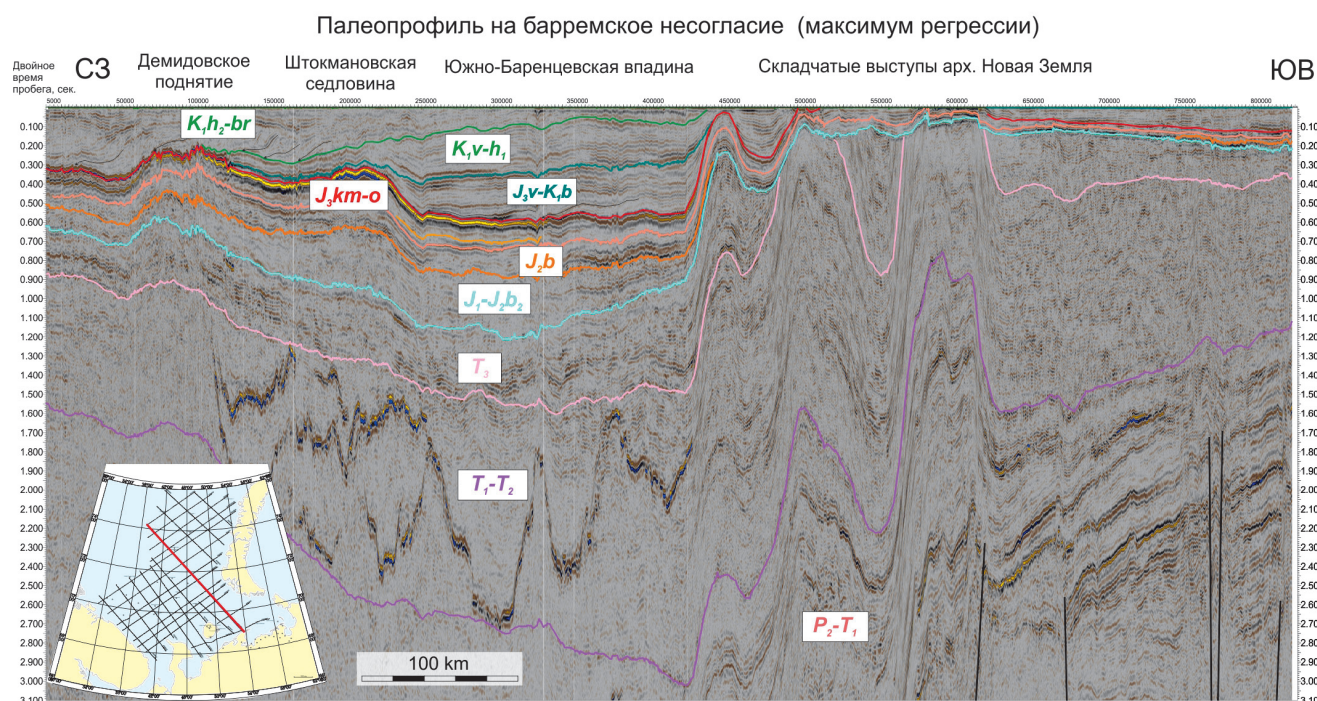


Рис. 4. Палеопрофили, выровненные (снизу-вверх) на поверхность максимального затопления в кровле киммериджских отложений, кровлю волжско-берриасской клиноформы, барремское несогласие и максимум регрессии (по (Суслова, 2014) с изменениями)

Литература

- Верба М.Л., Матвеев Ю.И., Рослов Ю.В., Саулина Т.С. (2005). Литосфера Карско-Баренцевоморской шельфовой плиты и Арктического побережья Арктического севера (по результатам исследований по опорному профилю 2-АР). В кн.: *Строение литосферы российской части Баренц-региона*. Петрозаводск: Карельский научный центр, с. 182–216.
- Захаренко В.С., Казанин Г.С., Павлов С.П. (2014). Предпосылки и условия формирования газогидратов на Штокмановской площади Баренцева моря. *Вестник МГТУ*, 17(2), с. 394–402.
- Казанин Г.С., Павлов С.П., Шлыкова В.В., Ступакова А.В., Норина Д.А., Сауткин Р.С., Суслова А.А. (2011). Сейсмо-геологическое строение Печорского и юго-восточной части Баренцева морей на основе интерпретации каркасной сети сейсмических профилей МОВ ОГТ 2Д. *Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии*. Специальное издание, посвященное 40-летию МАГЭ. Вып. 3. Москва: ГЕОС, с. 59–81.
- Стратиграфия СССР. Юрская система (1972). Отв.ред. Крымгольц Г.Я. М.: Недра, 524 с.
- Куницын А.Б., Пийп В.Б. (2008). Строение коры Баренцево-Карского региона по данным детальных исследований методом глубинного сейсмического зондирования. *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*, 3, с. 55–63.
- Мордасова А.В., Ступакова А.В., Суслова А.А., Ершова Д.К., Сидоренко С.А. (2019). Условия формирования и прогноз приростных резервуаров в клиноформном комплексе нижнего мела Баренцево-Карского шельфа. *Георесурсы*, 21(2), с. 63–79. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.63-79>
- Ступакова А.В. (2011). Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий. *Геология нефти и газа*, 6, с. 99–115.
- Ступакова А.В., Суслова А.А., Большакова М.А., Сауткин Р.С., Санникова И.А. (2017). Бассейновый анализ для поиска крупных и уникальных месторождений в Арктике. *Георесурсы*. Спецвыпуск, ч. 1, с. 19–35. <http://doi.org/10.18599/grs.19.4>
- Суслова А.А. (2014). Сеймостратиграфический анализ и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Баренцевоморского шельфа. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 9(2), с. 1–19. https://doi.org/10.17353/2070-5379/24_2014
- Gilmullina A, Klausen TG, Paterson NW, Suslova A, Eide CH. (2021). Regional correlation and seismic stratigraphy of Triassic Strata in the Greater Barents Sea: Implications for sediment transport in Arctic basins. *Basin research*, 33(2), 1546–1579. <https://doi.org/10.1111/bre.12526>
- Henriksen, E., Bjørnseth, H. M., Hals, T. K., Heide, T., Kiryukhina, T., Kløvjan, O. S., Larssen, G. B., Ryseth, A. E., Rønning, K., Sollid, K., & Stoupakova, A. (2011). Uplift and erosion of the greater Barents Sea:

Impact on prospectivity and petroleum systems. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), pp. 271–281, <https://doi.org/10.1144/M35.17>

Sobolev P. (2012). Cenozoic uplift and erosion of the Eastern Barents Sea – constraints from offshore well data and the implication for petroleum system modeling. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 163(3), pp. 323–338. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2012/0163-0323>

Сведения об авторах

Анна Анатольевна Суслова – кандидат геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Антонина Васильевна Ступакова – доктор геол.-мин. наук, заведующая кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Алина Владимировна Мордасова – кандидат геол.-мин. наук, научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Роман Сергеевич Сауткин – кандидат геол.-мин. наук, старший научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

e-mail: r.sautkin@oilmsu.ru

Альбина Альбертовна Гильмуллина – аспирант факультета наук о Земле, Университет Бергена

Норвегия, Берген, ул. Альегате, д. 41

Статья поступила в редакцию 12.01.2021;

Принята к публикации 24.02.2021; Опубликована 30.03.2021

IN ENGLISH

Structural reconstructions of the Eastern Barents Sea at Meso-Tertiary evolution and influence on petroleum potential

A.A. Suslova¹, A.V. Stoupakova¹, A.V. Mordasova¹, R.S. Sautkin^{1*}, A.A. Gilmullina²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

² University of Bergen, Bergen, Norway

*Corresponding author: Roman S. Sautkin, e-mail: r.sautkin@oilmsu.ru

Abstract. Barents Sea basin is the most explored and studied by the regional and petroleum geologists on the Russian Arctic shelf and has approved gas reserves. However, there are many questions in the petroleum exploration, one of them is the structural reconstruction. During its geological evolution, Barents Sea shelf was influenced by the Pre-Novaya Zemlya structural zone that uplifted several times in Mesozoic and Cenozoic. The main goal of the research is to clarify the periods of structural reconstructions of the Eastern Barents Sea shelf and its influence on the petroleum systems of the Barents Sea shelf. A database of regional seismic profiles and offshore borehole data collected over the past decade on the Petroleum Geology Department of the Lomonosov Moscow State University allows to define main unconformities and seismic

sequences, to reconstruct the periods of subsidence and uplifts in Mesozoic and Cenozoic. The structural reconstructions on the Eastern Barents Sea in the Triassic-Jurassic boundary led to intensive uplifts and formation of the huge inversion swells, which is expressed in erosional truncation and stratigraphic unconformity in the Upper Triassic and Lower Jurassic strata. In the Jurassic period, tectonic subsidence reigned on the shelf, when the uplifts including the highs of Novaya Zemlya were partially flooded and regional clay seal and source rocks – Upper Jurassic «black clays» – deposited on the shelf. The next contraction phase manifested itself as a second impulse of the growth of inversion swells in the Late Jurassic-Early Cretaceous. Cenozoic uplift of the Pre-Novaya Zemlya structural zone and the entire Barents Sea shelf led

to significant erosion of the Mesozoic sediments, on the one hand, forming modern structural traps, and on the other, significantly destroying the Albian, once regional seal.

Keywords: Novaya Zemlya Archipelago, Barents Sea basin, petroleum potential

Recommended citation: Suslova A.A., Stoupakova A.V., Mordasova A.V., Sautkin R.S., Gilmullina A.A. (2021). Structural reconstructions of the Eastern Barents Sea at Meso-Tertiary evolution and influence on petroleum potential. *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 78–84. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.8>

Acknowledgments

The work was carried out within the framework of the RFBR grant No. 20-55-20007 together with colleagues from the University of Bergen. The authors are grateful to the Russian Foundation for Basic Research for support and colleagues from the University of Bergen (Norway) for productive joint work.

The authors thank the reviewer for constructive and helpful comments that significantly improve the content and perception of the article.

References

- Gilmullina A., Klausen TG, Paterson NW, Suslova A., Eide CH. (2021). Regional correlation and seismic stratigraphy of Triassic Strata in the Greater Barents Sea: Implications for sediment transport in Arctic basins. *Basin research*, 33(2), 1546–1579. <https://doi.org/10.1111/bre.12526>
- Henriksen, E., Bjørnseth, H. M., Hals, T. K., Heide, T., Kiryukhina, T., Kløvjan, O. S., Larssen, G. B., Ryseth, A. E., Rønning, K., Sollid, K., & Stoupakova, A. (2011). Uplift and erosion of the greater Barents Sea: Impact on prospectivity and petroleum systems. *Geological Society, London, Memoirs*, 35(1), pp. 271–281, <https://doi.org/10.1144/M35.17>
- Kazanin G.S., Pavlov S.P., Shlykova V.V., Stupakova A.V., Norina D.A., Sautkin R.S., Suslova A.A. (2011). Seismic-geological structure of the Pechora Sea and the southeastern part of the Barents Seas based on the interpretation of the wireframe network of seismic profiles of the CDP 2D MOV. *Geology and geoecology of the continental margins of Eurasia. Special edition of MAGE*. Is. 3. Moscow: GEOS, pp. 59–81. (In Russ.)
- Stratigrafiya SSSR. Yurskaya sistema [Stratigraphy of the USSR. Jurassic system] (1972). Ed. Krymgolts G.Ya. Moscow: Nedra, 524 p. (In Russ.)
- Kunitsyn A.V., Piip V.B. (2008). Crustal structure in the Barents-Kara region from detailed surveys by the method of deep seismic sounding. Paper 2. *Moscow University Geology Bulletin*, 63. <https://doi.org/10.3103/S0145875208060070>
- Mordasova A.V., Stoupakova A.B., Suslova A.A., Ershova D.K., Sidorenko S.A. (2019). Conditions of formation and forecast of natural reservoirs in clinoform complex of the Lower Cretaceous of the BarentsKara shelf. *Georesursy = Georesources*, 21(2), pp. 63–79. (In Russ.) <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.63-79>
- Sobolev P. (2012). Cenozoic uplift and erosion of the Eastern Barents Sea – constraints from offshore well data and the implication for petroleum system modeling. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 163(3), pp. 323–338. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2012/0163-0323>
- Stoupakova A.V., Suslova A.A., Bolshakova M.A., Sautkin R.S., Sannikova I.A. (2017). Basin analysis for the search of large and unique fields in the Arctic region. *Georesursy = Georesources*. Special issue, part 1, pp. 19–35. (In Russ.) <http://doi.org/10.18599/grs.19.4>
- Stupakova A.V. (2011). Structure and oil and gas content of the Barents-Kara shelf and adjacent territories. *Geologiya nefi i gaza = Russian oil and gas geology*, 6, pp. 99–115. (In Russ.)
- Suslova A.A. (2014). Seismostratigraphic analysis and oil and gas potential of the Jurassic deposits of the Barents Sea shelf. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 9(2), pp. 1–19. (In Russ.) https://doi.org/10.17353/2070-5379/24_2014
- Verba M.L., Matveev Yu.I., Roslov Yu.V., Saulina T.S. (2005). Lithosphere of the Kara-Barents Sea shelf plate and the Arctic coast of the Arctic North (based on the studies of 2-AR reference profile). In the book: *Structure of the lithosphere in the Russian part of the Barents region*. Petrozavodsk: Karelian Scientific Center, pp. 182–216. (In Russ.)

About the Authors

Anna A. Suslova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University

1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Antonina V. Stoupakova – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Head of the Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University

1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Alina V. Mordasova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Researcher of the Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University

1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Roman S. Sautkin – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Petroleum Geology Department, Lomonosov Moscow State University

1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
e-mail: r.sautkin@oilmsu.ru

Albina A. Gilmullina – Postgraduate Student, Department of Earth Science, University of Bergen

41, Allégaten, Bergen, Norway

Manuscript received 12 January 2021;

Accepted 24 February 2021;

Published 30 March 2021

Геология, физико-химические и геодинамические условия формирования Соколовского и Краснокаменского гранитоидных массивов (Южный Урал)

В.И. Сначёв¹, А.В. Сначёв^{1*}, Б.А. Пужаков²

¹Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, Россия

²ООО «Научно-производственное предприятие Челгео», Челябинск, Россия

В статье приводится описание геологического строения Соколовского и Краснокаменского массивов, расположенных в центральной части Западной подзоны Челябинско-Адамовской зоны Южного Урала. Массивы имеют нижнекаменноугольный возраст и прорывают вулканогенно-осадочные отложения краснокаменной (D_3kr) и булатовской (S_1-D_1bl) толщ. Установлено, что данные интрузии относятся к габбро-сиенитовому комплексу и сложены габброидами (I фаза) и сиенитами, кварцевыми монцонитами, реже монцодиоритами (II фаза). Преобладают породы второй фазы (90–95 %). Габбро относится к нормальнощелочному ряду натровой серии и близки к толентовым базитам, образование которых связано с рифтогенными структурами; сиениты соответствуют умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности. Доказано, что по своим петрографическим, петрохимическим, геохимическим и металлогеническим особенностям (содержанию TiO_2 , K_2O , Na_2O , Rb, Sr, распределению редкоземельных элементов, наличию скарново-магнетитового оруденения) породы рассматриваемых массивов, несомненно, принадлежат к габбро-гранитной формации.

Кристаллизация Соколовской и Краснокаменской интрузий происходила при температуре 880–930 °С в мезоабиссальной зоне на глубине порядка 7–8 км ($P = 2,2–2,4$ кбара). На постмагматической стадии параметры преобразования исходно магматических пород составляли соответственно: $T = 730–770$ °С, $P = 4,0–4,2$ кбара. Принадлежность данных массивов к габбро-гранитной формации позволяет включить их, совместно с Большаковским, Ключевским, Куртмакским и Камбулатовским, в состав Челябинско-Адамовского сегмента южноуральской раннекаменноугольной рифтовой системы.

Ключевые слова: Соколовский массив, Краснокаменский массив, Челябинско-Адамовская зона, граниты, сиениты, давление, температура, геодинамика, расплавные включения, биотит-амфиболовый термобарометр

Для цитирования: Сначёв В.И., Сначёв А.В., Пужаков Б.А. (2021). Геология, физико-химические и геодинамические условия формирования Соколовского и Краснокаменского гранитоидных массивов (Южный Урал). *Георесурсы*, 23(1), с. 85–93. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.9>

Введение

Работами В.Н. Пучкова (Пучков, 2000), Г.Б. Ферштатера (Ферштатер, 2013), Д.Н. Салихова и др. (Салихов и др., 2014), А.В. Сначёва и др. (Сначёв и др., 2009) было показано, что в осевой области Магнитогорской и Челябинско-Адамовской мегазон Южного Урала и в Тагильской мегазоне Среднего Урала в раннекаменноугольное время в тыловодужном бассейне девонской островной дуги сформировалась рифтовая система. В ее пределах происходило накопление умереннощелочных и высокотитанистых вулканогенных пород греховской ($C_1t_2-v_1$) и березовской ($C_1t_2-v_2$) свит, а также внедрение интрузий габбро-гранитной формации (Rb-Sr и Sm-Nd возраст – 333 ± 4 и 330 ± 20 млн лет (Ронкин, 1989), для которых характерны надсубдукционные и рифтогенные геохимические признаки (Ферштатер, 2013). На всем протяжении Магнитогорского сегмента рифтовой системы, кроме габброидов, тоналитов, гранитоидов нормальной щелочности, отмечены сиениты, граносиениты, щелочные граниты завершающих фаз становления гранитоидных

массивов. Однако в Челябинско-Адамовском ее сегменте до настоящего времени субщелочные и щелочные породы в составе габбро-гранитной формации установлены не были. Здесь отмечены лишь габбро (Большаковский массив), диориты, гранодиориты (Ключевской массив) и граниты (Куртмакский, Камбулатовский массивы). Вместе с тем, в непосредственной близости от Большаковской интрузии (в 1,8 и 3,7 км западнее) находятся Соколовский и Краснокаменский массивы, принадлежащие габбро-сиенитовому комплексу, и для которых отсутствовали данные по формационной привязке, физико-химическим и геодинамическим условиям образования. Проведенные в 2010–2018 гг. геолого-съемочные (листы: N-41-VII Миасс и N-41-XIII Пласт, масштаб 1:200 000 (Петров и др., 2003; Пужаков и др., 2018)) и научно-исследовательские работы позволили восполнить этот пробел.

Цель данной статьи – доказать принадлежность Соколовского и Краснокаменского массивов к Челябинско-Адамовскому сегменту южноуральской раннекаменноугольной рифтовой системы. Для её достижения решались следующие основные задачи: 1) дать комплексную петрографическую, геохимическую и металлогеническую характеристику породам Соколовского и Краснокаменского массивов; 2) установить формационную принадлежность

* Ответственный автор: Александр Владимирович Сначёв
e-mail: SAVant@inbox.ru

© 2021 Коллектив авторов

рассматриваемых интрузий; 3) оценить физико-химические условия (температуру, давление и зону глубинности) их кристаллизации; 4) реконструировать геодинамическую обстановку образования массивов. Основой для выполнения поставленных задач послужил ряд аналитических исследований, в том числе: гомогенизация расплавных включений в кварце гранитоидов, микрозондовое изучение химического состава биотит-амфиболовых парагенезисов, петрографическое описание пород, силикатный и нейтронно-активационный анализы всех их разновидностей на петрогенные, редкоземельные и малые элементы.

Методика исследований

Силикатный анализ выполнен по стандартной методике в Институте геологии УФИЦ РАН (г. Уфа, аналитик С.А. Ягудина), нейтронно-активационный – на редкоземельные (РЗЭ) и малые элементы (К, Rb, Cs, Ca, Sr, Ba, Sc, Cr, Fe, Co, Ni, Zn, Se, As, Sb, U, Th, Br, Hf, Ta, Zr, Ag, Au – всего 37 элементов) – в Центральной лаборатории анализа вещества (ЦЛАВ) (г. Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, аналитик Д.Ю. Сапожников), рентгенорадиометрический (Ta, Nb, Y) – в испытательном центре ЦЛАВ (аналитик А.Л. Лоренц).

Для определения *P-T* условий кристаллизации гранитоидов изучены биотит-амфиболовые парагенезисы по методикам Л.Л. Перчука, И.Д. Рябчикова (Перчук, Рябчиков, 1976) и С.В. Прибавкина (Прибавкин, 2019). Составы биотитов и амфиболов, отобранных из сиенита Краснокаменского массива, проанализированы В.А. Котляровым (Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс) на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионным спектрометром LZ-5 (SiLi детектор, разрешение 140 eV). Ускоряющие напряжения 20 или 30 кВ при токах зонда 4–6 нА, диаметр пучка 1–2 мкм (эталонные для биотита – биотит, для амфибола – амфибол).

Для изучения физико-химических условий становления гранитоидов Соколовского массива нами в ИГЕМ РАН (г. Москва, аналитик В.Ю. Прокофьев) выполнены исследования расплавных включений в кварце. В нем обнаружены мелкие (7–21 мкм) образования силикатного расплава, содержащие анизотропные кристаллы силикатов (кварц, полевые шпаты), газовые пузырьки (0,4–6,0 об.%) и водный раствор в интерстициях.

Гомогенизация расплавных включений осуществлялась методом закалки в муфеле конструкции В.Б. Наумова (Наумов, 1969) с точностью определения температуры ± 10 °С (Коваль, Прокофьев, 1998). Метод предполагает долгие (1–3 часа) выдержки препаратов при стабильной температуре, закалку на воздухе и наблюдение при комнатной температуре фазовых превращений при ступенчатом нагреве. Величина «ступеньки» (т.е. увеличения температуры между опытами) при приближении к фазовым переходам уменьшалась, что позволило с достаточной степенью точности определить не только температуру гомогенизации, но и начало плавления силикатных фаз. Микротермометрические исследования водного флюида проводились в микротермокамере THMSG-600 фирмы «Linkam». Флюидное давление и концентрация воды в расплаве оценивались по методике В.Б. Наумова (Наумов,

1969). Для каждой пробы исследовались три группы включений с одинаковыми фазовыми соотношениями с целью получения представительной информации.

Геологическое строение гранитоидных массивов

Краснокаменский габбро-сиенитовый комплекс, в состав которого кроме Краснокаменского и Соколовского массивов входят мелкие тела в их обрамлении, расположен в западной части Челябинско-Адамовской зоны и представлен сиенитами, кварцевыми монцонитами, реже монцодиоритами и габбро (рис. 1). Преобладают сиениты и кварцевые монцониты.

Краснокаменский массив имеет изометричную в плане форму и диаметр около 3 км. Согласно материалам поискового бурения и данным гравиметровых работ, его максимальная вертикальная мощность составляет около 1 км. Массив прорывает вулканогенно-осадочные породы краснокаменной толщи (D_3kr), а на востоке тектонически сочленяется с булатовскими (S_1-D_1bl) углеродистыми отложениями, представляющими собой весьма благоприятную геохимическую среду для первичного накопления Au, Mo, W, Pt, Pd и других элементов (Юдович, Кетрис, 2015; Шумилова и др., 2016; Маслов и др., 2017; Gadd et al.,

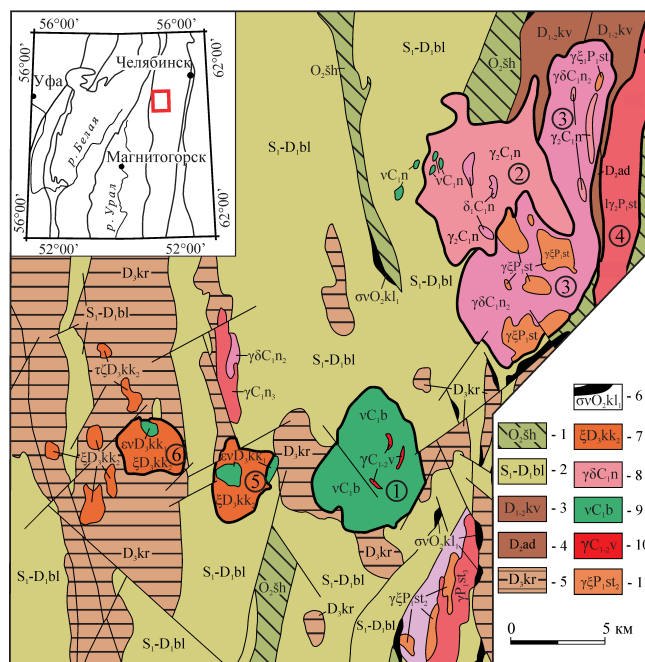


Рис. 1. Схематическая геологическая карта обрамления Соколовского и Краснокаменского массивов. 1 – шеметовская толща – афировые и мелкопорфировые базальты; 2 – булатовская толща – углеродистые сланцы и алевролиты; 3 – кулевская свита – лавы и лавобрекчии базальтов; 4 – аджатаровская толща – базальты, андезиты и их туфы; 5 – краснокаменная толща – трахибазальты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 6 – куликовский комплекс – серпентиниты аподунитовые, апогарцбургитовые; 7 – краснокаменский комплекс – габбро, сиениты; 8 – неплюевский (кукушкинский) комплекс – габбро (v), диориты (δ), граниты (γ); 9 – большаковский комплекс – габбро, габбро-диабазы; 10 – варшавский комплекс – граниты, лейкограниты; 11 – степнинский комплекс – граниты. Цифры в кружках массивы: 1 – Большаковский, 2 – Ключевской, 3 – Куртмакский, 4 – Калиновский, 5 – Соколовский, 6 – Краснокаменский.

2019). На Южном Урале в черносланцевых толщах в последнее время открыто несколько золоторудных объектов (Рыкус и др., 2009; Сначёв, Сначёв, 2014). Вмещающие породы вблизи контакта ороговикованы. Зона ороговикования на некоторых участках имеет ширину до 1 км и является областью выноса некоторых металлов и в первую очередь золота (Lecomte et al., 2017; Parnell et al., 2017).

Массив имеет двухфазное строение: габброиды первой фазы слагают тело (0,8×1,0 км) в его северной части, а основу составляют сиениты второй фазы. Все разновидности пород второй фазы связаны между собой постепенными переходами. По распространенности габброиды составляют 7 %, монцодиориты и кварцевые монцониты до 34 %, сиениты до 59 %. Под микроскопом габбро на 50 % состоит из эпидотизированного плагиоклаза, густоокрашенного сине-зеленого амфибола (45 %), хлорита (2 %), рудного минерала (2 %), апатита (2 %), с амфиболом постоянно ассоциирует магнетит. Обычно сиениты – массивные, средне- и крупнозернистые породы, иногда порфириовидные. Их состав: калиевый полевой шпат (40–60 %) с частыми пертитовыми вростками (микроклин-микротит низкой степени упорядоченности), плагиоклаз (30–50 %), биотит (5–10 %), роговая обманка (до 5 %), кварц (до 5 %); вторичные минералы – эпидот (5–20 %) и серицит (до 10 %); акцессорные – апатит, сфен; рудные – магнетит, лейкоксенизированный титаномagnetит. Калиевый полевой шпат содержит многочисленные пертитовые вростки альбита, как правило, он пелитизирован. Плагиоклаз соответствует по составу олигоклазу и олигоклаз-андезину № 27–30, по нему развивается тонкочешуйчатый агрегат эпидота, серицита и биотита. Роговая обманка имеет железистость ниже чем у биотита и обычно замещается эпидотом. Акцессорные минералы в породах представлены апатитом, сфеном, магнетитом, титаномagnetитом и лейкоксом. Монцодиориты отличаются от сиенитов несколько большим содержанием темноцветных минералов и более основными плагиоклазами, а в кварцевых монцонитах возрастает доля кварца. Жильная серия комплекса представлена сиенит-порфирами, слагающими жильообразные тела по периферии Краснокаменского массива. Структура пород порфировая, среди вкрапленников отмечены калиево-натриевый полевой шпат и плагиоклаз; в основной массе – плагиоклаз, калиево-натриевый полевой шпат, единичные зерна кварца и биотита.

Соколовский массив слабо обнажен и имеет площадь порядка 4,5×3,0 км. Он прорывает породы тех же толщ, что и Краснокаменский, и характеризуется более глубоким эрозионным срезом, а также более меланократовым составом. В северо-западной части массива выделено тело габброидов площадью около 1 км². Габбро относится к первой фазе, а монцодиориты, кварцевые монцониты и сиениты – ко второй. По результатам интерпретации поля силы тяжести, западный его контакт падает на запад под углом 60°, а восточный, вскрытый горными выработками, имеет восточное падение (70–75°). Вблизи контакта сиениты содержат большое количество ксенолитов вмещающих пород. Мощность зоны, насыщенной ксенолитами составляет 200–250 м.

Абсолютный возраст сиенитов Соколовского массива, полученный В.Ф. Турбановым в 1975 году К-Аг методом, составляет 323±16 млн лет. С рассматриваемым

габбро-сиенитовым комплексом пространственно и генетически связано скарново-магнетитовое и медно-молибденовое оруденение. Краснокаменское скарново-магнетитовое проявление расположено в зоне северо-западного контакта одноименного массива и связано со скарнами и полевошпатовыми метасоматитами предположительно по трахибазальтам и их туфам. По структурно-текстурным особенностям здесь выделяются два основных типа руд: массивные и прожилково-вкрапленные. Среднее содержание железа в сплошных рудах, залегающих на глубинах порядка 1 км, – от 46 % до 61 %, во вкрапленных – от 26 % до 44 %. Прогнозные ресурсы железной руды, подсчитанные Ю.Н. Павлениным в 1980 году, составляют 80–100 млн т. Зауральское медно-молибденовое проявление также расположено в зоне западного экзоконтакта Краснокаменского массива и представлено вкрапленностью молибденита (до 0,48 %) и сульфидов меди. Примечательно, что с гранитоидными интрузиями магнитогорского комплекса связаны крупные титаномagnetитовые и скарново-магнетитовые месторождения, а сами породы имеют отчетливую специализацию на молибдене (Ферштатер, 2013).

Результаты исследований и их обсуждение

По химическому составу габбро Соколовского и Краснокаменского массивов относятся к нормальнощелочному ряду натриевой серии. Они обладают средними содержаниями TiO₂ (0,92–1,78 %), низкими – суммарного железа (7,90–9,03 %), CaO (6,71–9,82 %) и повышенными – Na₂O (3,75–5,57 %) и P₂O₅ (0,23–0,59 %) (табл. 1). Сиениты соответствуют умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности. Им свойственны низкая титанистость (0,20–0,60 % TiO₂) и высокая глиноземистость (17,26–19,38 % Al₂O₃). В породах комплекса отмечаются вышекларковые содержания (n×10⁻³ %): Co (1–3), Cr (15–50), V (12–18), Sc (0,5–0,7), Cu (7–10), Zn (7–13), Pb (2–5), Ba (70–100).

Для выяснения формационной принадлежности и реконструкции палеогеодинамических условий образования интрузий краснокаменского комплекса нами использовались преимущественно габброиды. Связано это с известным фактом, что они зарождаются на больших глубинах, чем легкоплавкие гранитоиды, и лучше всего отвечают исходному расплаву (Ферштатер, 2013; Сначёв и др., 2019). По перечисленным выше петрохимическим характеристикам они относятся к толеитовым базитам, образования которых связано либо с рифтогенными структурами, либо с океаническими островами (Геодинамические реконструкции, 1989).

Рассмотрим диаграмму 2А (рис. 2), на которой в координатах TiO₂ – (K₂O+Na₂O) вынесены габброиды Соколовского и Краснокаменского массивов, а также магнитогорского и неплюевского (Большаковский и Ключевской массивы) комплексов. Хорошо видно, что все основные породы вышеперечисленных интрузий образуют единую область в поле габбро-гранитной формации. Подтверждение тому находим и при анализе в габброидах содержаний Rb, Sr и PЗЭ. Так, графики нормированного по Н. Wakita и др. (Wakita et al., 1971) распределения PЗЭ в габброидах краснокаменского комплекса (табл. 2, рис. 2Б) характеризуются накоплением содержаний легких PЗЭ

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ
1	51,24	0,92	17,82	3,82	4,11	0,21	5,60	9,82	3,75	0,23	0,59	2,58	100,60
2	51,08	1,56	16,81	2,27	5,63	0,17	5,73	9,64	4,70	0,34	0,36	1,40	99,69
3	50,60	1,63	16,25	3,41	5,62	0,09	5,18	8,06	5,57	0,28	0,23	2,61	99,23
4	51,96	1,78	15,49	4,16	4,08	0,15	6,36	6,71	4,06	0,64	0,56	3,51	99,46
5	49,11	1,60	18,53	4,07	4,28	0,12	6,07	8,00	5,30	0,17	0,32	2,30	99,87
6	56,82	0,57	18,03	4,60	2,71	0,08	1,71	5,67	3,77	5,06	0,33	0,12	99,46
7	57,04	0,41	18,43	1,30	4,17	0,09	1,44	2,96	4,00	6,30	0,22	3,24	99,40
8	57,28	0,60	18,82	4,80	2,05	0,11	1,87	3,68	5,00	5,27	0,36	1,06	100,45
9	57,94	0,50	17,58	3,30	3,12	0,12	2,60	4,77	3,75	4,90	0,37	1,00	99,95
10	59,39	0,20	19,38	2,16	2,47	0,08	0,71	3,26	4,12	6,50	0,18	1,16	99,51
11	59,46	0,28	18,51	1,49	3,21	0,10	0,71	3,40	4,06	6,44	0,22	1,70	99,48
12	59,55	0,45	17,26	0,86	6,13	0,13	2,20	3,41	3,60	4,90	0,20	1,82	100,46
13	60,01	0,46	17,86	2,38	2,47	0,14	1,34	4,73	4,30	5,00	0,23	0,90	99,72
14	61,24	0,47	18,10	3,82	1,08	0,09	1,06	3,44	3,96	5,92	0,29	0,96	100,37
15	65,56	0,28	17,71	1,87	0,51	0,05	0,92	2,70	5,00	5,13	0,20	1,02	100,50

Табл. 1. Химический состав (мас. %) интрузивных пород краснокаменского комплекса. 1–5 – габбро; 6–13 – сиенит; 14, 15 – кварцевый сиенит.

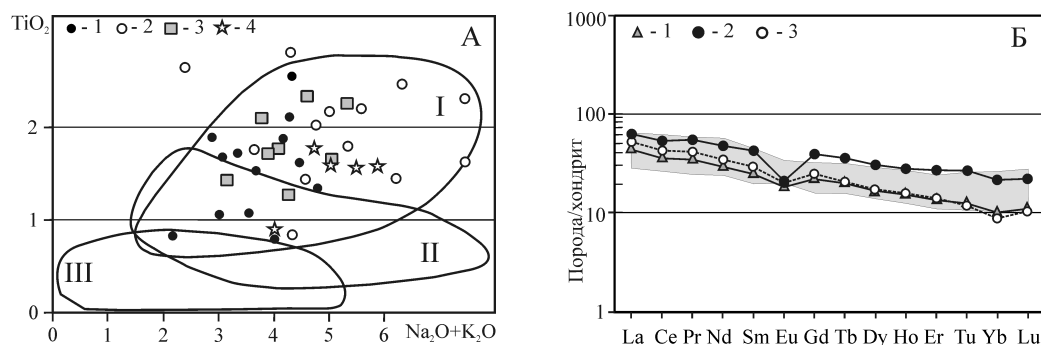


Рис. 2. Диаграммы ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) – TiO_2 (А), по А.В. Сначёву и др. (Сначёв и др., 2009), и $\text{PЗЭ}-\text{C}_{\text{PЗЭ}}/\text{C}_{\text{N}}$ (Б) для габброидов габбро-гранитной формации: (А) 1 – Большаковский массив, 2 – магнитогорский комплекс, по Г.Б. Ферштатеру (Ферштатер, 2013), 3 – Ключевской массив, 4 – краснокаменный комплекс (табл. 1). Поля формаций: I – габбро-гранитная, II – дунит-клинопироксенит-габбровая, III – дунит-гарцбургитовая; (Б) 1–3 – габброиды (табл. 2). Серое поле соответствует габброидам габбро-гранитной формации.

№ п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	16,1	35,7	4,50	20,1	5,70	1,58	7,20	1,13	6,01	1,27	3,30	0,48	2,39	0,41
2	22,3	51,6	6,88	32,9	9,87	1,78	12,73	2,00	10,9	2,29	6,58	1,01	5,03	0,80
3	18,3	40,2	5,20	23,0	6,71	1,73	8,00	1,13	6,07	1,30	3,33	0,44	2,07	0,38
4	22,4	49,8	5,77	24,1	5,19	1,24	3,86	0,58	3,05	0,64	1,90	0,29	2,05	0,37
5	28,6	65,2	8,01	34,2	7,39	1,86	6,29	0,82	3,92	0,63	2,10	0,33	2,49	0,34

Табл. 2. Содержание редкоземельных элементов (ppm) в габброидах (1–3) и гранитоидах (4–5) Краснокаменского и Соколовского массивов: Номера образцов по строкам – 4 соответствует № 15 в табл. 1; 5 – соответствует № 8 в табл. 1.

от Sm ($K_N = 23,6-33,6$) к La ($K_N = 47,4-84,1$), слабой дифференцированностью тяжелых РЗЭ на уровне $K_N = 8,4-14,1$ ($Er_N = 8,4-14,1$; $Yb_N = 9,0-11,0$; $Lu_N = 9,7-11,7$) и отсутствием четко выраженной Eu аномалии. А на диаграмме Rb-Sr для интрузивных серий Южного Урала, образовавшихся в различных геодинамических обстановках (Ферштатер и др., 1984), они практически все укладываются в поле, ограниченное интервалами по Rb – 30–120 г/т и Sr – 150–420 г/т, что также соответствует габбро-гранитной формации (рис. 3) и резко отличаются от гранитоидов Степнинского массива (Сначёв и др., 2018). Примечательно, что по содержаниям Rb, Y, Nb, Ta и Yb (табл. 3) породы краснокаменского комплекса на всех диаграммах J.A. Pearce и др. (Pearce et al., 1984) (рис. 4) располагаются в полях, принадлежащих гранитоидам вулканических дуг и внутриплитных геодинамических обстановок.

Обратимся к реконструкции физико-химических условий становления гранитоидных интрузий. Результаты термометрических исследований расплавных включений в кварце сиенитов Соколовского массива приведены в таблице 4. Начало плавления силикатных фаз и полная гомогенизация наиболее мелких включений происходила, соответственно, при $T = 610-640$ °C и $880-930$ °C. Гомогенизация флюида с переходом в жидкость фиксируется при $T = 345-365$ °C. Величина давления, рассчитанная по методике В.Б. Наумова (Наумов, 1979), для интервала между температурой гомогенизации водного флюида и температурой появления силикатного расплава (610 °C), составляет 2150–2370 бар.

Подобные его значения характерны для глубин около 7–8 км (мезоабиссальная зона). Если солевые компоненты флюида представлены только хлоридом натрия, то

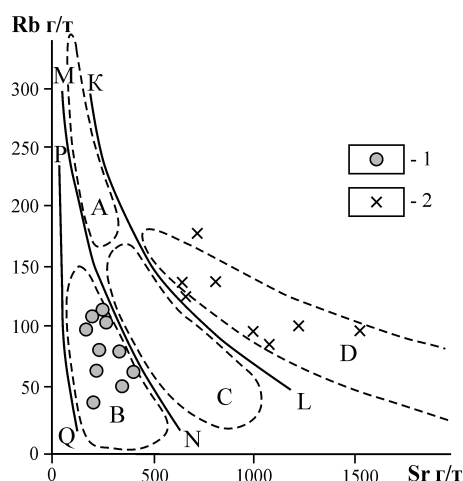


Рис. 3. Диаграмма Rb-Sr по Феритатеру (Феритатер, 2013) для гранитоидов Соколовского, Краснокаменского (1) (собственные данные) и Степнинского (2) (Феритатер, 2013) массивов: поля пород – производные различных исходных магм: левее линии PQ – толеитовой океанической; NQPM – толеитовой континентальной островодужной; LNMK – орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой; выше линии LK – латитовой, щелочно-базальтовой. Области распространения южноуральских гранитоидных формаций: A – гранит-мигматитовой, B – габбро-гранитной, C – тоналит-гранодиоритовой, D – монцитит-гранитной.

№ п/п	Rb	Y	Nb	Ta	Yb
1	109	51	17	4	4,7
2	52	10	5	1	2,0
3	65	35	7	3	5,2
4	65	30	5	1	2,5
5	96	40	13	2	4,0
6	115	40	8	3	7,1
7	105	50	10	6	6,2
8	45	9	21	4	4,3
9	73	14	10	3	2,9
10	72	19	14	2	2,2

Табл. 3. Содержания Rb, Y, Nb, Ta, Yb (г/т) в гранитоидах Соколовского и Краснокаменского массивов. Y, Ta, Nb – получены рентгенорадиометрическим методом; Rb, Yb – нейтронно-активационным методом.

концентрация хлора в расплаве оценивается в 0,11–0,15 мас. %, а воды – 2,4–2,9 мас. %. При температурах от (–5,5) до (–4,7) °C происходило плавление льда, что соответствует концентрации 7,5–8,6 мас. % раствора NaCl (Bodnar, Vityk, 1994). Содержания во флюиде хлора и солей, а также флюидонасыщенность расплава являются весьма важными параметрами, которые играют существенную роль при экстракции и переносе ряда металлов (Коваль, Прокофьев, 1998). В сиенитах Соколовского массива концентрация солей во флюиде находится в пределах 7,5–8,6 мас. %, что, по данным вышеуказанных авторов, очень близко к редкометальным гранитоидам Монголо-Охотской зоны.

Для Краснокаменского массива определение P – T условий кристаллизации гранитоидов проведено на основе изучения биотит-амфиболового парагенезиса (Перчук, Рябчиков, 1979; Термо- и барометрия..., 1977; Henry et al., 2005; Mutch et al., 2016; Angiboust, Harlov, 2017). Монофракции биотита и амфибола отобраны из трех проб

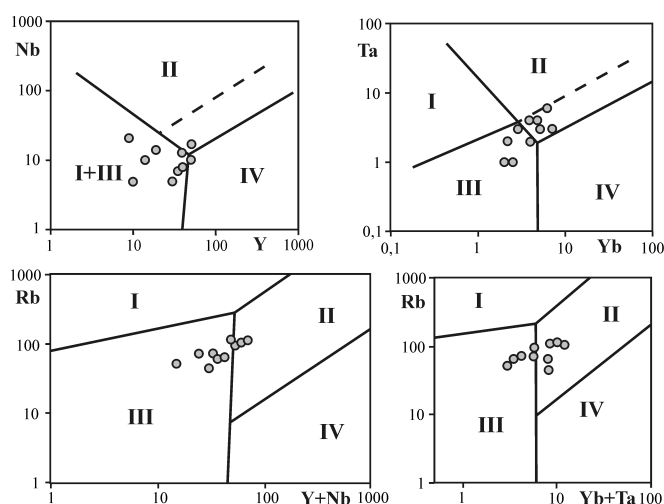


Рис. 4. Диаграммы Pearce J.A. и др. (Pearce et al., 1984) для гранитоидов Соколовского и Краснокаменского массивов (табл. 3): I – коллизионные граниты, II – внутриплитные граниты, III – граниты вулканических дуг, IV – граниты океанических хребтов.

Параметры	Пл 7/3		
	1	2	3
n	3	3	2
T гомогенизации флюида, °C	365 Ж	358 Ж	345 Ж
T плавления льда, °C	–5,5	–4,9	–4,7
C солей, мас. % экв. NaCl	8,6	7,7	7,5
V флюида, об. %	10,6	9,8	8,4
dP/dT, бар/°C	8,6	7,9	8,4
P, бар	2370	2150	2230
d флюида, г/см ³	0,69	0,70	0,71
C (H ₂ O), мас. %	2,9	2,7	2,4
C (Cl), мас. %	0,15	0,13	0,11
T начала плавления, °C	640	630	610
T гомогенизации расплава, °C	930	910	880

Табл. 4. Результаты исследования расплавных включений в кварце гранитоидов Соколовского массива (обр. 7/3). n – количество изученных включений в каждой из трех групп с одинаковыми фазовыми соотношениями. Исследования расплавных включений проведены В.Ю. Прокофьевым (ИГЕМ, г. Москва). Методика в кратком виде описана в тексте статьи, а подробно – в работах В.Б. Наумова (Наумов, 1969; Наумов, 1979).

сиенита и проанализированы на растровом электронном микроскопе (табл. 5).

Кристаллохимические формулы минералов рассчитывались по методике И.Д. Борнеман-Старынкевич (Борнеман-Старынкевич, 1964). Из таблицы 5 следует, что: 1) составы обоих минералов в трех проанализированных пробах очень близки друг другу, вариации оксидов в них незначительны; 2) магнезиальность биотита ниже, чем у амфибола ($X_{\text{Mg}}^{\text{Bi}}/(X_{\text{Mg}}^{\text{Bi}} + X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}} + X_{\text{Mn}}^{\text{Bi}}) = 0,41–0,44$; $X_{\text{Mg}}^{\text{Amf}}/(X_{\text{Mg}}^{\text{Amf}} + X_{\text{Fe}}^{\text{Amf}} + X_{\text{Mn}}^{\text{Amf}}) = 0,53–0,59$); 3) кристаллохимическая формула амфибола соответствует актинолиту, для которого характерны низкие содержания TiO_2 (0,06–0,28 %), Al_2O_3 (1,36–3,34 %), щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 0,38–1,42$ %); 4) коэффициент распределения Mg и Fe между биотитом и амфиболом – $K_D = (X_{\text{Mg}}^{\text{Bi}}/X_{\text{Fe}}^{\text{Bi}})/(X_{\text{Mg}}^{\text{Amf}}/X_{\text{Fe}}^{\text{Amf}})$ – используемый в качестве критерия различия биотитов (Прибавкин, 2019), кристаллизующихся непосредственно из расплава ($K_D > 1$), и тех, которые образуются при замещении роговой обманки ($K_D < 1$), составляет для Краснокаменского массива 0,56–0,64. Всё перечисленное выше указывает на то, что

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	X _{Mg} *
Bi-1	38,28	1,74	15,24	22,26	0,32	-	10,06	0,00	8,90	96,79	0,44
Bi-2	37,64	1,44	15,46	22,69	0,29	-	9,75	0,47	8,60	96,33	0,43
Bi-3	37,31	1,46	15,79	23,16	0,31	-	9,04	0,00	8,78	95,85	0,41
Amf-1	54,08	0,06	2,09	16,46	0,43	11,46	13,48	0,20	0,18	98,44	0,59
Amf-2	51,51	0,28	3,34	18,25	0,33	11,04	12,40	1,00	0,42	98,58	0,54
Amf-3	53,73	0,11	1,36	18,57	0,64	10,34	12,35	0,58	0,23	97,91	0,53

Bi-1	– (K _{0,87} Na _{0,00}) _{0,87} (Mg _{1,15} Fe _{1,42} Mn _{0,02} Ti _{0,10} Al _{0,30}) ₃ (Si _{2,93} Al _{1,07}) ₄ O ₁₀ [O _{0,28} (OH) _{1,72}] ₂
Bi-2	– (K _{0,85} Na _{0,07}) _{0,92} (Mg _{1,12} Fe _{1,46} Mn _{0,02} Ti _{0,08} Al _{0,32}) ₃ (Si _{2,91} Al _{1,09}) ₄ O ₁₀ [O _{0,31} (OH) _{1,69}] ₂
Bi-3	– (K _{0,87} Na _{0,00}) _{0,87} (Mg _{1,05} Fe _{1,50} Mn _{0,02} Ti _{0,09} Al _{0,34}) ₃ (Si _{2,90} Al _{1,10}) ₄ O ₁₀ [O _{0,29} (OH) _{1,71}] ₂
Amf-1	– (Ca _{1,76} Na _{0,06} K _{0,03}) _{1,85} (Fe _{1,97} Mg _{2,87} Ti _{0,01} Mn _{0,05} Al _{0,10}) ₅ (Si _{7,75} Al _{0,25}) ₈ O ₂₂ [O _{0,48} (OH) _{1,52}] ₂
Amf-2	– (Ca _{1,72} Na _{0,28} K _{0,07}) _{2,07} (Fe _{2,21} Mg _{2,68} Ti _{0,03} Mn _{0,04} Al _{0,04}) ₅ (Si _{7,47} Al _{0,53}) ₈ O ₂₂ [O _{0,36} (OH) _{1,64}] ₂
Amf-3	– (Ca _{1,61} Na _{0,16} K _{0,04}) _{1,81} (Fe _{2,24} Mg _{2,66} Ti _{0,01} Mn _{0,08} Al _{0,01}) ₅ (Si _{7,77} Al _{0,23}) ₈ O ₂₂ [O _{0,22} (OH) _{1,78}] ₂

$$X_{Mg}^* = X_{Mg}^{Bi,Amf} \frac{Mg}{Mg+(Fe+Mn)}$$

Табл. 5. Химический состав биотита (Bi) и амфибола (Amf) из сиенита (обр. 2126) Краснокаменского массива (мас. %)

рассматриваемый биотит-амфиболовый парагенезис образовался на постмагматической стадии.

Температура преобразования исходно магматических пород получена с помощью диаграммы фазового соответствия магнезиальностей биотита и амфибола (Перчук, Рябчиков, 1976). Вынесенные на неё составы этих минералов располагаются между изотермами 730 и 770 °С (рис. 5).

Кроме температуры по биотит-амфиболовому термометру можно, используя биотит-гранатовый термобарометр, чисто теоретически рассчитать давление (хотя в породах рассматриваемых массивов граната нет). Зная температуру и коэффициент $X_{Mg}^{Bi,Amf}$ для биотита трех образцов, с помощью другой диаграммы ($X_{Mg}^{Bi} - X_{Mg}^{Gr}$) (Перчук, Рябчиков, 1976) можно получить коэффициент $K = X_{Mg}^{Gr} / X_{Mg}^{Bi}$ для граната ($K = 0,20$ для 1-й пары, $K = 0,17$ – для 2-й, $K = 0,16$ – для 3-й). Затем рассчитывается коэффициент $K^* = X_{Mg}^{Gr} / X_{Mg}^{Bi}$ (lnK* = –0,79 для 1-й пары; lnK* = –0,93 – для 2-й; lnK* = 0,94 – для 3-й) и выносится на диаграмму P–T, позволяющую определить давление по T и lnK* в биотит-гранатовом парагенезисе (рис. 6) (Термо- и барометрия..., 1977).

Согласно этой диаграмме давление в момент образования темноцветных минералов (биотита и амфибола) на постмагматической стадии составляло около 4,0–4,2 кбара.

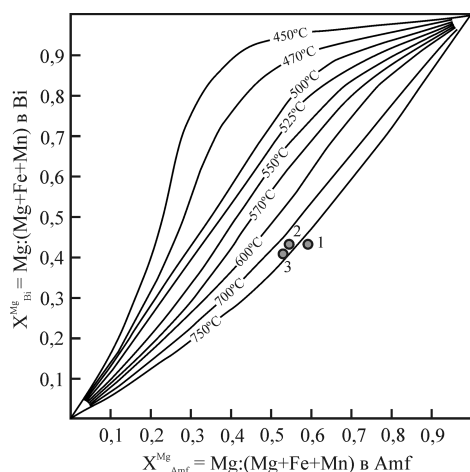


Рис. 5. Состав биотитов и амфиболов из сиенита Краснокаменского массива (табл. 5) на диаграмме фазового соответствия, по Л.Л. Перчку, И.Д. Рябчикову (Перчук, Рябчиков, 1976): 1 – 1-я пара минералов (Bi-1, Amf-1), 2 – 2-я пара минералов (Bi-2, Amf-2), 3 – 3-я пара минералов (Bi-3, Amf-3).

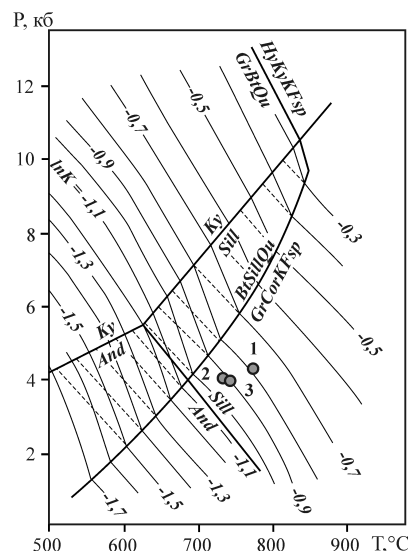


Рис. 6. Диаграмма P–T для определения давления по T и lnK* в биотит-гранатовой ассоциации в сиенитах Краснокаменского массива (Термо- и барометрия..., 1977): точки 1–3 – табл. 5. 1 – 1-я пара минералов (Bi-1, Amf-1, расчетные параметры для граната – $X_{Mg}^{Gr}/(Mg+Fe+Mn) = 0,20$, $\ln K^{Gr-BiMg}/(Mg+Fe+Mn) = -0,79$), 2 – 2-я пара минералов (Bi-2, Amf-2, расчетные параметры для граната – $X_{Mg}^{Gr}/(Mg+Fe+Mn) = 0,17$, $\ln K^{Gr-BiMg}/(Mg+Fe+Mn) = -0,93$), 3 – 3-я пара минералов (Bi-3, Amf-3, расчетные параметры для граната – $X_{Mg}^{Gr}/(Mg+Fe+Mn) = 0,16$, $\ln K^{Gr-BiMg}/(Mg+Fe+Mn) = -0,94$).

Заключение

Приведенный в работе новый геологический и научно-исследовательский материал позволил сделать следующие основные выводы:

1. Соколовский и Краснокаменский массивы расположены в осевой части Западной подзоны Челябинско-Адамовской зоны, входят в состав габбро-сиенитового комплекса и сложены габброидами (I фаза) и сиенитами, кварцевыми монцонитами, реже монцодиоритами (II фаза). Преобладают породы второй фазы (90–95 %). Габбро относятся к нормальнощелочному ряду натровой серии, сиениты соответствуют умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности.

2. По петрографическим, петрохимическим, геохимическим и металлогеническим особенностям (содержанию TiO₂, K₂O, Na₂O, Rb, Sr, распределению РЗЭ, наличию скарново-магнетитового оруденения) породы рассматриваемых интрузий несомненно принадлежат к габбро-гранитной формации.

3. Кристаллизация рассматриваемых интрузий происходила при температуре 880–930 °С в мезоабиссальной зоне на глубине порядка 7–8 км ($P = 2,2\text{--}2,4$ кбара). На постмагматической стадии параметры преобразования исходно магматических пород составляли соответственно: $T = 730\text{--}770$ °С, $P = 4,0\text{--}4,2$ кбара.

4. Совместно с Большаковским, Ключевским, Куртмакским и Камбулатовским массивами (рис. 1) Соколовский и Краснокаменский входят в состав Челябинско-Адамовского сегмента рифтовой системы, прослеженной в субмеридиональном направлении на расстоянии около 400 км и трассирующей цепочкой небольших интрузий, принадлежащих габбро-гранитной формации (магнитогорский, краснокаменский и канзафаровский комплексы). По своим петрохимическим характеристикам габброиды Краснокаменского и Соколовского массивов относятся к толеитовым базитам, образование которых связано с рифтогенными структурами.

На основе полученных в работе данных можно предположить, что формирование рифта происходило в раннекаменноугольное время в тыловодужном бассейне девонской островной дуги. В наступивший затем во второй половине карбона-перми коллизионный этап развития региона северная часть Магнитогорской мегазоны и пограничная область Южного и Среднего Урала оказались в условиях жесткой коллизии, в результате чего образования восточного их фланга, включая и габбро-гранитную формацию (Челябинско-Адамовская зона), были шарьированы на западный край Восточно-Уральского поднятия (Сначёв и др., 2019).

Благодарности/Финансирование

Авторы выражают благодарность профессору, доктору геол.-мин. наук В.Ю. Прокофьеву за проведение исследований расплавных включений в кварце гранитоидов и интерпретации полученных данных; кандидату физ.-мат. наук В.А. Котлярову за микронзондовое изучение состава биотита и амфибола; аналитикам С.А. Ягудиной и Д.Ю. Сапожникову за качественное выполнение силикатного и нейтронно-активационного анализов, на основе которых была написана данная статья.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН, тема № 0246-2019-0078.

Литература

- Борнеман-Старынкевич И.Д. (1964). Руководство по расчёту формул минералов. М.: Наука, 224 с.
- Геодинамические реконструкции (1989). Методическое пособие для региональных геологических исследований. Л.: Недра, 278 с.
- Коваль П.В., Прокофьев В.Ю. (1998). Т-Р условия кристаллизации гранитоидов Монголо-Охотской зоны по данным исследования расплавных и флюидных включений. *Петрология*, 6(5), с. 497–511.
- Маслов А.В., Ковалёв С.Г., Гареев Э.З. (2017). Низкотемпературные глинистые сланцы рифея Южного Урала в контексте формирования крупных магматических провинций. *Геохимия*, 7, с. 594–608. <https://doi.org/10.7868/S001675251707007X>
- Наумов В.Б. (1969). Термометрическое исследование включений расплава во вкрапленниках кварца кварцевых порфиров. *Геохимия*, 4, с. 494–498.
- Наумов В.Б. (1979). Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах. *Геохимия*, 7, с. 997–1007.
- Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. (1976). Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 287 с.
- Петров В.И., Шалагинова А.Э., Пунегов Б.Н., Горлова Л.И., Забелкина Л.Г., Григорова Т.Б., Никольский В.Ю., Шалагинова Т.И., Петрова А.С.,

- Середа В.В. (2003). Государственная геологическая карта Российской Федерации. М 1:200 000. 2-е изд. Серия Южноуральская, Лист N-41-VII (Миасс). М.: Московский филиал ФГУП «ВСЕГЕИ», 167 с.
- Прибавкин С.В. (2019). Амфибол и биотит меланократовых пород из гранитоидных массивов Урала: состав, взаимоотношения, петрогенетические следствия. *Литосфера*, 19(6), с. 902–918. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918>
- Пузаков Б.А., Шох В.Д., Шулькина Н.Е., Шулькин Е.П., Долгова О.Я., Орлов М.В., Попова Т.А., Тарелкина Е.А., Иванов А.В. (2018). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. 2-е изд. Серия Южноуральская, Лист N-41-XIII (Пласт). М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 205 с.
- Пучков В.Н. (2000). Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 145 с.
- Ронкин Ю.Л. (1988). Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала. *Ежегодник – 1988*. ИГТ УНЦ АН СССР, с. 107–109.
- Рыкус М.В., Сначёв В.И., Кузнецов Н.С., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначёв А.В. (2009). Рудоносность дунит-гардбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом. *Нефтегазовое дело*, 7(2), с. 17–27.
- Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. (2014). Каменноугольный вулкан-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных. *Литосфера*, 5, с. 33–56.
- Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Романовская М.А. (2018). Геодинамические и физико-химические условия формирования степнинского мондогаббро-граносиенит-гранитного комплекса (Южный Урал). *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*, 6, с. 82–92.
- Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. (2009). Большаковский габбровый массив – фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта. *Доклады академии наук*, 429(1), с. 79–81.
- Сначёв А.В., Сначёв В.И., Романовская М.А. (2019). История формирования раннекаменноугольной габбро-гранитной формации Южного и Среднего Урала. *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*, 5, с. 10–18.
- Сначёв В.И., Сначёв А.В. (2014). Закономерности размещения золоторудных проявлений в углеродистых отложениях Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал). *Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология*, 2, с. 79–87.
- Термо- и барометрия метаморфических пород (1977). Л.: Наука, 207 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013). Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С., Рапопорт М.С., Смирнов В.Н. (1984). Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 264 с.
- Шумилова Т.Г., Шевчук С.С., Исаенко С.И. (2016). Металлоносность и углеродистое вещество в Уральских породах черносланцевого типа. *Доклады Академии наук*, 469(1), с. 86–90. <https://doi.org/10.7868/S086956521619021X>
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2015). Геохимия черных сланцев. М.–Берлин: Директ-Медиа, 272 с. <https://doi.org/10.23681/428042>
- Angiboust S., Harlov D. (2017). Ilmenite breakdown and rutile-titanite stability in etagranitoids: Natural observations and experimental results. *American Mineralogist*, 102, pp. 1696–1708. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6064>
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994). Interpretation of Microthermometric Data for H₂O-NaCl Fluid Inclusions. In: De Vivo B. and Frezzotti M.L., Eds., *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Application*, Pontignino-Siena. pp. 117–130.
- Gadd M.G., Peter J.M., Jackson S.E., Yang Z., Petts D. (2019). Platinum, Pd, Mo, Au and Re deportment in hyper-enriched black shale Ni-Zn-Mo-PGE mineralization, Peel River, Yukon, Canada. *Ore Geology Reviews*, 107, pp. 600–614. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.030>
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2), pp. 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Lecomte A., Cathelineau M., Michels R., Peiffert C., Brouand M. (2017). Uranium mineralization in the Alum Shale Formation (Sweden): Evolution of a U-rich marine black shale from sedimentation to metamorphism. *Ore Geology Reviews*, 88, pp. 71–98. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.021>
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016). An experimental study of amphibole stability in

low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171:85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>

Parnell J., Perez M., Armstrong J., Bullock L., Feldmann J., Boyce A.J. (2017). A black shale protolith for gold-tellurium mineralisation in the Dalradian Supergroup (Neoproterozoic) of Britain and Ireland. *Applied Earth Science*, 126(4), pp. 161–175. <https://doi.org/10.1080/03717453.2017.1404682>

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *Journal of Petrology*, 25(4), pp. 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>

Wakita H., Rey P., Schmitt R.A. (1971). Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. *Proceedings of the Lunar Science Conference*. Oxford: Pergamon Press, 2, pp. 1319–1329.

Статья поступила в редакцию 09.04.2020;

Принята к публикации 16.10.2020;

Опубликована 30.03.2021

Сведения об авторах

Владимир Иванович Сначёв – доктор геол.-мин. наук, профессор, главный научный сотрудник, Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН

Россия, 450077, Уфа, ул. К.Маркса, д. 16/2

Александр Владимирович Сначёв – кандидат геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией рудных месторождений, Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН

Россия, 450077, Уфа, ул. К.Маркса, д. 16/2

e-mail: SAVant@inbox.ru

Борис Александрович Пужаков – кандидат геол.-мин. наук, главный геолог ООО НПП «Челгео»

Россия, 454048, Челябинск, ул. Омская, д. 61а

IN ENGLISH

Geology, physical-chemical and geodynamic conditions for the formation of Sokolovsk and Krasnokamensk granitoid massifs (South Ural)

V.I. Snachev^{1*}, A.V. Snachev¹, B.A. Puzhakov²

¹Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation

²Chelgeo NPP LLC, Chelyabinsk, Russian Federation

*Corresponding author: Aleksandr V. Snachev, e-mail: SAVant@inbox.ru

Abstract. The article describes the geological structure of the Sokolovsk and Krasnokamensk massifs located in the central part of the Western subzone of the Chelyabinsk-Adamovka zone of the Southern Urals. They are of Lower Carboniferous age and break through the volcanogenic-sedimentary deposits of the Krasnokamensk (D3kr) and Bulatovo (S1-D1bl) strata. It was found that these intrusions belong to the gabbro-syenite complex and are composed of gabbroids (phase I) and syenites, quartz monzonites, less often monzodiorites (phase II). The rocks of the second phase predominate (90–95%). Gabbros belong to the normal alkaline series of the sodium series and are close to tholeiitic mafic rocks, the formation of which is associated with riftogenic structures; syenites correspond to moderately alkaline series with K-Na type of alkalinity. It has been proved that in terms of their petrographic, petrochemical, geochemical, and metallogenic features (content of TiO₂, K₂O, Na₂O, Rb, Sr, distribution of REE, the presence of skarn-magnetic mineralization), the rocks of the massifs under consideration undoubtedly belong to the gabbro-granite formation. Crystallization of the Sokolovsk and Krasnokamensk intrusions occurred at a temperature of 880–930 °C in the mesoabyssal zone at a depth of about 7–8 km (P = 2.2–2.4 kbar). At the postmagmatic stage, the transformation parameters of the initially igneous rocks were, respectively, T = 730–770 °C, P = 4.0–4.2 kbar. The fact that these massifs belong to the gabbro-granite formation makes it possible to include them, together with Bolshakovsk, Klyuchevsky, Kurtmaksky and Kambulatovo, into the Chelyabinsk-Adamovka segment of the South Ural Early Carboniferous rift system.

Keywords: Sokolovsk massif, Krasnokamensk massif, Chelyabinsk-Adamovka zone, granites, syenites, pressure, temperature, geodynamics, melt inclusions, biotite-amphibole thermobarometer

Recommended citation: Snachev V.I., Snachev A.V., Puzhakov B.A. (2021) Geology, physical-chemical and geodynamic conditions for the formation of Sokolovsk and Krasnokamensk granitoid massifs (South Ural). *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 85–93. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.9>

Acknowledgments

The authors are grateful to the V.Yu. Prokofiev for conducting studies of melt inclusions in quartz granitoids and for interpreting the data obtained; V.A. Kotlyarov for microprobe studies of the composition of biotite and amphibole; analysts S.A. Yagudina and D.Yu. Sapozhnikov for the high-quality performance of silicate and atomic absorption analyzes on the basis of which this article was written.

This work was carried out as part of the State Assignment of the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, topic No. 0246-2019-0078.

References

- Angiboust S., Harlov D. (2017). Ilmenite breakdown and rutile-titanite stability in etagranitoids: Natural observations and experimental results. *American Mineralogist*, 102, pp. 1696–1708. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6064>
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994). Interpretation of Microthermometric Data for H₂O-NaCl Fluid Inclusions. In: De Vivo B. and Frezzotti M.L., Eds., *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Application*, Pontignino-Siena. pp. 117–130.
- Borneman-Starynkevich I.D. (1964). Guide for the calculation of the formulas of minerals. Moscow: Nauka, 224 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B. (2013). Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Yekaterinburg: RIO UB RAS, 368 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B., Malakhova L.V., Borodina N.S., Rapoport M.S., Smirnov V.N. (1984). Evgeosynclinal gabbro-granitoid series. Moscow: Nauka, 264 p. (In Russ.)
- Gadd M.G., Peter J.M., Jackson S.E., Yang Z., Petts D. (2019). Platinum, Pd, Mo, Au and Re deportment in hyper-enriched black shale Ni-Zn-Mo-PGE

- mineralization, Peel River, Yukon, Canada. *Ore Geology Reviews*, 107, pp. 600–614. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.030>
- Geodynamic reconstruction (1989). Toolkit for regional geological research. Leningrad: Nedra, 278 p. (In Russ.)
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2), pp. 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Koval P.V., Prokofiev V.Yu. (1998). P–T conditions of crystallization of granitoids in the Mongolia–Okhotsk Zone: evidence from studies of melt and fluid inclusions in minerals. *Petrology*, 6(5), pp. 497–511.
- Lecomte A., Cathelineau M., Michels R., Peiffert C., Brouand M. (2017). Uranium mineralization in the Alum Shale Formation (Sweden): Evolution of a U-rich marine black shale from sedimentation to metamorphism. *Ore Geology Reviews*, 88, pp. 71–98. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.021>
- Maslov A.V., Kovalev S.G., Gareev E.Z. (2017). Riphean low-carbonaceous shales of the South Urals in the context of formation of large igneous provinces. *Geochemistry International*, 55(7), pp. 608–620. <https://doi.org/10.1134/S0016702917070059>
- Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171:85. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1298-9>
- Naumov V.B. (1969). Thermometric study of melt inclusions in quartz phenocrysts of quartz porphyry. *Geokhimiya*, 4, pp. 494–498. (In Russ.)
- Naumov V.B. (1979). Determination of concentration and pressure of volatiles in magmas from inclusions in minerals. *Geochemistry International*, 16, pp. 33–40.
- Parnell J., Perez M., Armstrong J., Bullock L., Feldmann J., Boyce A.J. (2017). A black shale protolith for gold-tellurium mineralisation in the Dalradian Supergroup (Neoproterozoic) of Britain and Ireland. *Applied Earth Science*, 126(4), pp. 161–175. <https://doi.org/10.1080/03717453.2017.1404682>
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *Journal of Petrology*, 25(4), pp. 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Perchuk L.L., Ryabchikov I.D. (1976). Phase correspondence in mineral systems. Moscow: Nedra, 287 p. (In Russ.)
- Petrov V.I., Shalaginov A.E., Punegov B.N., Gorlova L.I., Zabelkina L.G., Grigorova T.B., Nikolsky V.Yu., Shalaginova T.I., Petrova A.S., Sereda V.V. (2003). State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000 (2nd ed.). South Ural series, Sheet N-41-VII (Miass). Moscow: VSEGEI, 167 p. (In Russ.)
- Pribavkin S.V. (2019). Amphibole and biotite of melanocratic rocks from the Ural granitic massifs: composition, relationship, petrogenetic consequences. *Lithosphere (Russia)*, 19(6), pp. 902–918. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-902-918> (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2000). Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Ufa: Dauria, 145 p. (In Russ.)
- Puzhakov B.A., Shokh V.D., Schulkina N.E., Shchulkin E.P., Dolgova O.Ya., Orlov M.V., Popova T.A., Tarelkina E.A., Ivanov A.V. (2018). State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000 (2nd ed.) South Ural series, Sheet N-41-XIII (Plast). Moscow: VSEGEI, 205 p. (In Russ.)
- Ronkin Yu.L. (1989). Strontium isotopes – indicators of the evolution of magmatism of the Urals. *Yezhegodnik-1988. Sverdlovsk: IHG UC AN SSSR*, pp. 107–109. (In Russ.)
- Rykus M.V., Snachev V.I., Kuznetsov N.S., Saveliev D.E., Bazhin E.A., Snachev A.V. (2009). Ore mineralization of dunite-harzburgerite and black shale formations in a transitional area between the South and Middle Urals. *Neftegazovoe Delo*, 7(2), pp. 17–27. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Moseychuk V.M., Kholodnov V.V., Rakhimov I.R. (2014). Carboniferous volcanic-intrusive magmatism of the Magnitogorsk-Bogdanov graben in the light of new geological and geochemical data. *Lithosphere (Russia)*, 5, pp. 33–56. (In Russ.)
- Shumilova T.G., Shevchuk S.S., Isayenko S.I. (2016). Metal concentrations and carbonaceous matter in the black shale type rocks of the Urals. *Doklady Earth Sciences*, 469(1), pp. 695–698. <https://doi.org/10.1134/S1028334X16070060>
- Snachev A.V., Puchkov, Snachev V.I., Romanovskaya M.A. (2019). The Geodynamic and Physicochemical Conditions of the Formation of the Stepninsky Monzogabbro-Granosyenite-Granite Complex (Southern Urals). *Moscow University Geology Bulletin*, 74(1), pp. 81–92. <https://doi.org/10.3103/S0145875219010113>
- Snachev V.I., Snachev A.V. (2014). Patterns of distribution of gold manifestation in carbon deposits Beloretsk metamorphic complex (the South Urals). *Bulletin of the Voronezh State University*, 2, pp. 79–87. (In Russ.)
- Snachev V.I., Snachev A.V., Romanovskaya M.A. (2019). The History of the Early Carboniferous Gabbro-Granite Formation (Southern and Middle Urals). *Moscow University Geology Bulletin*, 74(6), pp. 540–548. <https://doi.org/10.3103/S0145875219060103>
- Snachyov A.V., Puchkov V.N., Snachyov V.I., Savel'ev D.E., Bazhin E.A. (2009). Bol'shakovskii gabbro massif as a fragment of the Southern Urals zone of early carboniferous rift. *Doklady Earth Sciences*, 429(8), pp. 1267–1269. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09080066>
- Thermo- and barometry of metamorphic rocks (1977). Leningrad: Nauka, 207 p. (In Russ.)
- Wakita H., Rey P., Schmitt R.A. (1971). Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils. *Proceedings of the Lunar Science Conference*. Oxford: Pergamon Press, 2, pp. 1319–1329.
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2015). Geochemistry of black shale. Moscow-Berlin: Direct Media, 272 p. <https://doi.org/10.23681/428042> (In Russ.)

About the Authors

Vladimir I. Snachev – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Chief Researcher, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences 16/2, Karl Marks st., Ufa, 450077, Russian Federation

Aleksandr V. Snachev – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Head of the Ore Field Laboratory, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences

16/2, Karl Marks st., Ufa, 450077, Russian Federation
e-mail: SAVant@inbox.ru

Boris A. Puzhakov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Chief Geologist, Chelgeo NPP LLC

61a, Omskaya st., Chelyabinsk, 454048, Russian Federation

Manuscript received 9 April 2020;

Accepted 16 April 2020; Published 30 March 2021

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.10>

УДК 549.6

Типоморфизм породообразующих минералов лунного реголита, станций Луна-16, -20, -24, сравнение море-континент-море

А.Б. Макеев^{1}, Н.И. Брянчанинова²*¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия²Геологический институт РАН, Москва, Россия

Изучены химические и минералогические особенности лунного реголита (электронные микроскопы JXA-8200 и JSM-5610LV, 400 анализов, 50 BSE изображений, 9 фрагментов послонных проб керна) в местах посадок станций Луна-16, -20, -24 для сравнения обстановок море-континент. Диагностировано 18 минеральных фаз и 12 их разновидностей. Наиболее широко распространены железо-магниево-кальциевые силикаты: анортит, клинопироксен и оливин. Обсуждаются типоморфные особенности породообразующих минералов в двух типах лунной поверхности. Для отображения составов лунных хромшпинелидов предложена диаграмма в виде развертки треугольной призмы.

Ключевые слова: Луна, советские автоматические станции, лунный реголит, море Изобилия, Кризисов, анортит, клинопироксен, оливин, ильменит, морские базальты, оливковое габбро

Для цитирования: Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. (2021). Типоморфизм породообразующих минералов лунного реголита, станций Луна-16, -20, -24, сравнение море-континент-море. *Георесурсы*, 23(1), с. 94–105. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.10>

Введение. Несмотря на выдающиеся достижения американских и российских ученых в изучении минералогии Луны, которые изложены в многочисленных монографиях и статьях (Барсуков, 1977; Богатиков, Макеев, 2012; Грунт..., 1979; Лунный грунт..., 1980; Хисина, 1987; Магматизм..., 1990; Малышева, 1980; Мохов, Карташов, Богатиков, 2007; Хеггерти, 1979; Фрондел, 1978; The Moon..., 1977; и др.), бывает полезно вернуться к изучению отложенных препаратов и образцов в связи с новыми подходами, техническими и аналитическими возможностями. В настоящее время на поверхности Луны диагностировано около 100 минеральных видов (Фрондел, 1978, Мохов и др., 2007). Нами в исследуемом материале определена только пятая часть этих минеральных видов. Целью настоящей работы является не пополнение списка диагностированных минералов, а выявление типоморфных особенностей главных породообразующих минералов на материале керна трех автоматических станций в профиле море-континент-море.

Проведено исследование состава лунных пород и минералов из реголита станций Луна-16, -20, -24 с целью сравнения минерального состава и сопоставления типохимических особенностей породообразующих минералов лунных пород в трех районах от моря Изобилия через континентальную область к морю Кризисов. Получены более 50 электронно-микроскопических изображений частиц (рис. 1–3) в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE – backscattered electrons), и определен состав минеральных фаз реголита (в полированных препаратах), более 400 оригинальных микрозондовых анализов на электронном микроскопе JEOL JXA-8200 с 5-ю

волновыми спектрометрами и растровым электронным микроскопе JSM-5610LV с энергодисперсионной приставкой в стандартных условиях анализа. Диагностировано 18 минеральных фаз и 12 их разновидностей (табл. 1), часть оригинальных новых анализов представлена в таблицах 2–6. Пересчет состава минералов на миналы и кристаллохимические коэффициенты в таблицах 2–6 производился методом зарядов.

Рассмотрим распространение петрографических типов горных пород на поверхности Луны в створе профиля станций Луна-16, -20, -24. По электронно-микроскопическим изображениям препаратов зерен реголита (рис. 1–3), а именно по их минеральному составу, соотношению минералов и структурно-текстурным особенностям можно диагностировать типы горных пород. На территории лунных морей (станции Луна-16, -24) наиболее распространены осколки зерен базальтов, оливковых базальтов, оранжевые и зеленые стекла, породы со следами ударного воздействия и частичного плавления (пузыристые базальты, брекчии, агломераты), а также мелкие осколки главных породообразующих силикатов – оливина, плагиоклаза и клинопироксенов. На континентальной части Луны (Луна-20) состав пород коренным образом отличается: преобладают габбро, оливковое габбро, верлиты. По литературным данным в материковых областях широко распространены анортозиты с розовой шпинелью, породы «Mg-suite» – дуниты, троктолиты, нориты, габбро-нориты, а на обратной стороне Луны возможны выходы мантийных пород лерцолитов (Prissel et al., 2014).

Весьма вероятно, что сбор зерен лунного реголита в точке наблюдения автоматических станций происходит с площади нескольких гектаров. Метеоритная бомбардировка поверхности приводит к послонному накоплению осколков местных горных пород и перемешиванию этого материала. Крупные куски пород, вероятно, могут

* Ответственный автор: Александр Борисович Макеев
e-mail: abmakeev@mail.ru

© 2021 Коллектив авторов

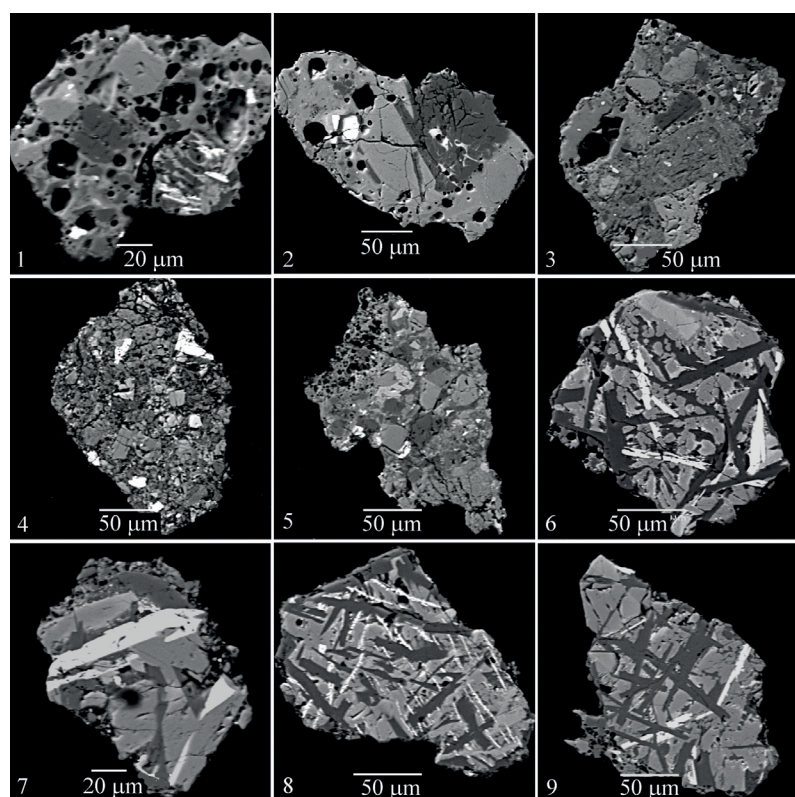


Рис. 1. Электронно-микроскопические изображения (BSE) зерен реголита Луна-16. 1–5 – пузыристая брекчия морского базальта ($Cpx>Pl>Ol>Gls$); 6–9 – оливиновый базальт ($Cpx>Pl>Ol$), удлиненные выделения оливина со спинифекс структурой. Главные породообразующие минералы: оливин (белый), клинопироксен (светло-серый), плагиоклаз-анортит (темно-серый), стекло (темное).

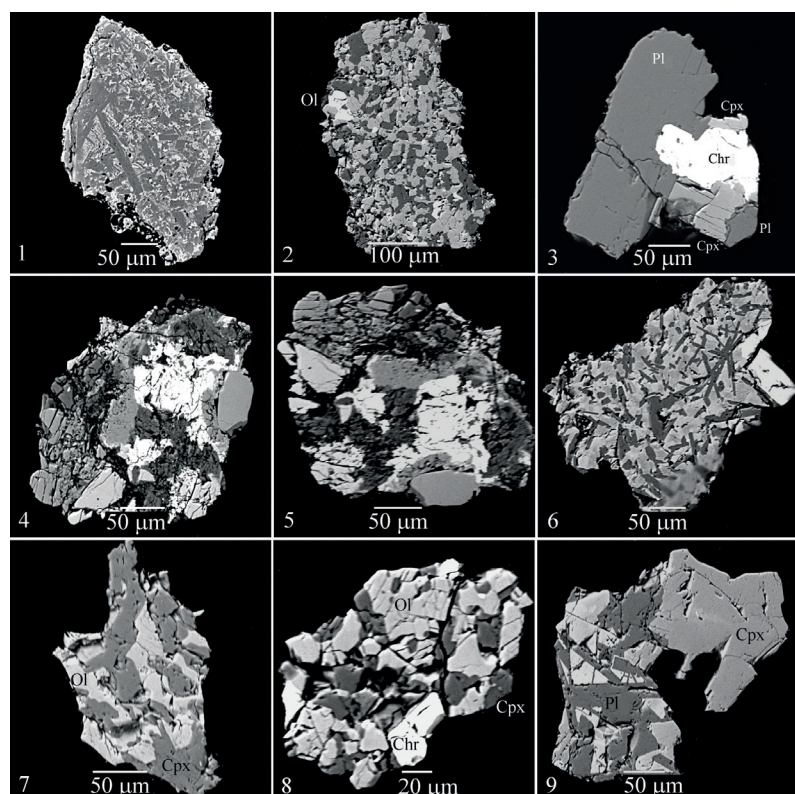


Рис. 2. Электронно-микроскопические изображения (BSE) зерен лунного реголита Луна-20. 1 – афанитовое габбро; 2, 3 – габбро с хромшпинелидом (алюмохромитом); 4, 5 – брекчированное оливиновое габбро ($Ol>Cpx>Pl$); 6 – оливиновое габбро ($Cpx>Pl>Ol$); 7 – верлит ($Cpx=Ol$); 8 – брекчированный верлит ($Ol>Cpx>Chr$); 9 – габбро ($Cpx>Pl$).

отлетать и дальше, а мелкий материал псефитовой и алевритовой фракций остается близко от места удара. О том, что материал, доставленный на Землю автоматическими станциями, довольно однородный, известно из материалов исследования химического состава керна, проанализированного множеством мелких проб, взятых на разной глубине керна (Барсуков, 1977; Bell et al., 1978; Taylor et al., 1978; и др.). Для определения среднего минерального состава первичных пород (на примере реголита Луна-24) мы провели нормативный минеральный пересчет 40 полных химических анализов, выполненных на материале колонки керна в привязанных послойных пробах из нескольких опубликованных работ, причем в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского анализы произведены мокрым химическим методом, а в зарубежных научных центрах – рентгенофлуоресцентным методом. В ходе пересчетов использованы полученные нами средние составы породообразующих минералов (табл. 2–4). Методика нормативного пересчета: 1. Содержание плагиоклаза

Породообразующие	Л-16	Л-20	Л-24	Σ
Анортит	13	17	16	46
Битовнит	9	–	–	9
Форстерит	–	2	1	3
Гортонолит 0.20-0.80 (Fa)	13	11	16	40
Фаялит	–	2	4	6
Авгит	13	5	21	39
Ферроавгит	5	7	22	34
Субкальциевый авгит	3	5	11	19
Субкальциевый ферроавгит	8	10	22	40
Магнезиальный пизжонит	2	–	4	6
Промежуточный пизжонит	3	4	7	14
Железистый пизжонит	–	1	1	2
Геденбергит	3	2	10	15
Ферросалит	2	–	–	2
Пироксферроит	4	–	–	4
Клиноэнстатит	–	–	1	1
Ортопироксен - бронзит	–	3	–	3
Итого:	78	69	136	283

Аксессуары	Л-16	Л-20	Л-24	Σ
Хромит, хромшпинелиды	–	3	9	12
Субтитаноалюмохромит	–	1	2	3
Субтитаносубалюмохромит	–	2	6	8
Ульвошпинель	5	8	2	15
Хром-ульвошпинель	21	1	10	32
Ильменит	1	1	1	3
Самород. железо, Камасит	1	1	1	3
Тэнит ($Fe_{0.75}Ni_{0.25}$)	1	2	14	17
Троилит	4	–	–	4
Пирротин	1	–	–	1
Транквилитиит	1	–	–	1
Витлокит	–	1	1	2
Кварц (SiO_2)	3	3	3	9
Стекло базальтовое	9	–	–	9
Стекло (типа гранат)	–	–	–	–
Итого:	47	22	49	118

Табл. 1. Встречаемость минеральных фаз и их разновидности (число анализов) в лунном реголите в месте посадок станций Луна-16, -20, -24. Разновидности минералов выделены курсивом.

рассчитывается из количества Na_2O в анализах проб; 2. Рассчитывается количество CaO в уже определенном плагиоклазе; 3. От общего количества CaO вычитается рассчитанный кальций в плагиоклазе; 4. Из остатка CaO рассчитывается нормативное содержание клинопироксена (используя его средний состав из табл. 2); 5. Содержание базальтового стекла в породах принимается 4 об.%, его состав известен из работы (Bell et al., 1978), он близок к составу собственно клинопироксена; 6. Содержание оливина рассчитывается как остаток от трех ранее определенных компонентов ($\text{Ol} = 100 - \text{Pl} - \text{Cpx} - \text{Gls}$). В результате установлено наличие в керне Луна-24 трех первичных горных пород: безоливинового базальта ($n=24$ Pl – 36, Cpx – 60, Gls – 4 об.%); оливинового базальта ($n=11$ Pl – 40, Cpx – 42, Ol – 14, Gls – 4 об.%); пикробазальта и пикрита ($n=5$ Pl – 25, Cpx – 29, Ol – 42, Gls – 4 об.%).

Результаты исследований. Все изученные частицы реголита представляют собой обломки лунных пород размером 100–500 мкм с сохранившейся микрозернистой структурой с набором минералов характерных для оливиновых базальтов, габбро, верлитов, шлакоподобных частиц, брекчий и других пород (рис. 1–3). Зерна пород и минералов трещиноватые, обломки пород имеют раковистый излом, зерна минералов, обладающие спайностью – расколоты по спайности. Обломки метеоритного вещества нами не встречены. Кроме зерен обломков пород встречаются обломки крупных частиц (50–450 мкм) тех же лунных минералов из базальтов и других пород – анортита, оливина, пироксенов, которые имеют преимущественное распространение. Рудные минералы: самородные металлы, оксиды и сульфиды с размером 1–50 мкм встречаются только в виде включений в других силикатных минералах. Важно отметить цвет трех наиболее распространенных силикатных минералов, наблюдаемый под бинокляром и в петрографическом микроскопе в «темном поле»: анортит – серый, темно-серый; оливин – темно-зеленый, коричневый; клинопироксен – коричневый (рис. 3 9), темно-коричневый (из-за высокой железистости). Именно этот факт придает характерный коричневый цвет реголита лунной поверхности на современных цветных космических снимках.

Реже встречаются спекшиеся микробрекции пород и с теми же минералами (рис. 1 3–5; рис. 2 4–5), базальты с характерной (рис. 1 6, 7) спинифекс-формой выделений оливина, округлые обломки базальтового стекла (рис. 3 8с), в котором диагностируются микрокристаллы анортита и оливина, определен состав двух частиц *геденбергита* (рис. 3 5, 6) с ламелями оливина-фаялита и включениями ильменита и троилита. Микрозернистая структура обломков морских базальтов в лунном реголите свидетельствует об очень быстрой кристаллизации базальтов.

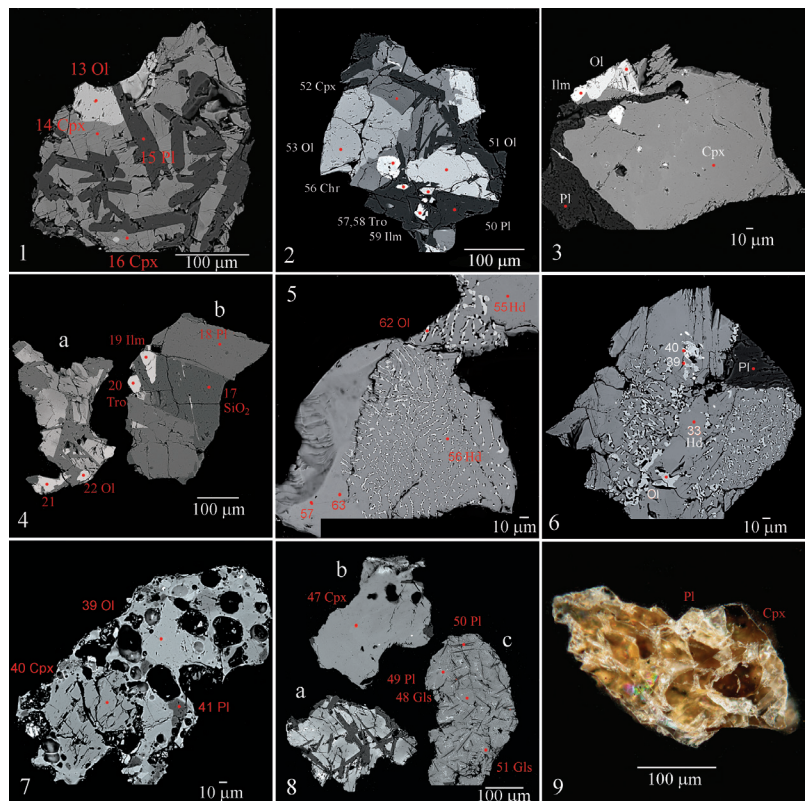


Рис. 3. Электронно-микроскопические (1–8), режим BSE и оптическое (9) изображения зерен реголита Луна-24. 1–3, 4(а) – оливиновый базальт с ильменитом и троилитом; 4 (b) – «кварцевый» прожилок в плагиоклазе с ильменитом и троилитом; 5, 6 – структуры жидкостной несовместимости оливин-пироксенового расплава; 7 – пузыристый базальт; 8 – (а) базальт ($\text{Cpx} > \text{Pl}$), (b) клинопироксен, (c) базальтовое стекло; 9 – базальт ($\text{Cpx} > \text{Pl}$), петрографический микроскоп темнопольное изображение, пироксен (коричневый), анортит (белый). Отмечены точки микрозондовых анализов. Cpx – клинопироксен; Chr – субтитаноалохромит; Hd – геденбергит; Gls – стекло; Ilm – ильменит; Ol – оливин (гортонит и фаялит); Pl – анортит; Tro – троилит.

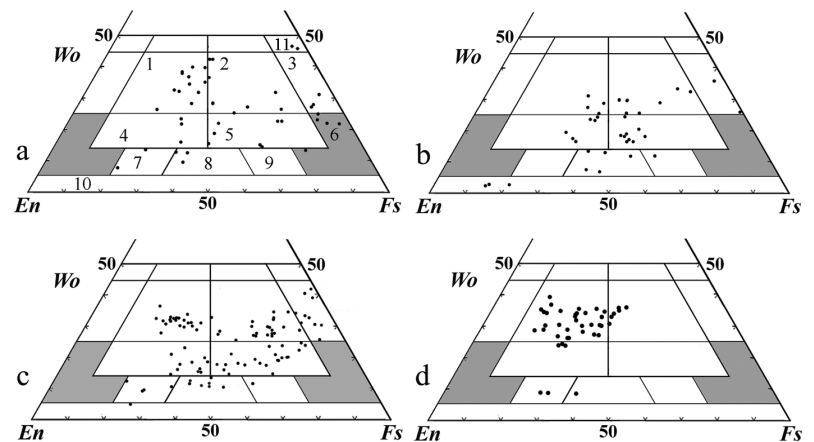


Рис. 4. Диаграммы составов пироксенов лунного реголита: а – Луна-16, б – Луна-20, в – Луна-24, и земных (d) толеитовых базальтов (Макеев, Брячанинова, 2012). 1 – авгит, 2 – ферроавгит, 3 – геденбергит, 4 – субкальциевый авгит, 5 – субкальциевый ферроавгит, 6 – пироксферроит, 7 – магнезиальный пизонит, 8 – промежуточный пизонит, 9 – железистый пизонит, 10 – клиноэнстатит, 11 – ферросалит.

Анализ изображений (структур и текстур) пород позволяет предположить последовательность выделения минералов в лунном оливиновом базальте: 1) оливин, хромшпинелид → 2) клинопироксен → 3) плагиоклаз (анортит) → 4) ильменит, ульвошпинель, сульфиды (троилит и др.).

Станция Луна-16

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	Сред.
SiO ₂	47,87	48,40	49,00	49,23	46,43	50,46	50,40	50,05	50,84	53,09	54,32	51,37	50,60	51,16	48,16	49,60	48,19	46,51	45,93	45,58	45,81	46,20	46,29	48,93
TiO ₂	2,64	2,43	1,77	2,20	3,40	1,95	1,09	1,77	0,61	0,07	0,28	0,58	0,52	0,56	1,01	0,99	1,00	1,98	1,53	1,52	1,03	1,25	0,69	1,34
Al ₂ O ₃	3,46	3,63	1,96	2,19	4,45	2,05	1,87	1,91	1,57	1,30	1,10	1,03	1,61	1,51	1,21	1,10	1,33	1,80	1,10	1,49	1,81	1,04	1,16	1,81
Cr ₂ O ₃	0,48	0,41	0,38	0,35	0,30	0,77	0,52	0,05	0,53	0,51	0,59	0,21	0,42	0,51	0,00	0,28	0,28	0,09	0,17	0,00	0,00	0,07	0,18	0,31
FeO	15,99	14,54	18,94	15,87	16,70	13,69	18,79	18,86	21,72	16,22	13,68	23,95	23,53	21,53	32,58	26,11	28,68	28,95	36,98	35,80	37,99	37,54	39,22	24,25
MnO	0,24	0,35	0,22	0,30	0,16	0,17	0,33	0,41	0,44	0,45	0,13	0,03	0,33	0,47	0,68	0,40	0,36	0,73	0,73	0,73	0,59	0,37	0,47	0,40
MgO	12,05	14,84	12,21	13,91	12,21	18,02	15,90	16,14	16,47	21,23	26,19	18,08	16,39	17,59	9,25	12,66	7,73	5,20	2,54	1,31	2,65	2,58	2,27	12,06
CaO	17,28	15,40	15,52	15,95	16,35	12,89	11,10	10,80	7,82	7,11	3,71	4,75	6,60	6,67	7,11	8,85	12,42	14,74	11,02	13,57	10,13	10,95	9,73	10,89
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Si ⁴⁺	0,937	0,934	0,956	0,950	0,915	0,955	0,968	0,960	0,979	0,989	0,988	0,982	0,977	0,980	0,974	0,976	0,974	0,954	0,968	0,963	0,967	0,972	0,979	0,965
Ti ⁴⁺	0,039	0,035	0,026	0,032	0,050	0,028	0,016	0,026	0,009	0,001	0,004	0,008	0,008	0,008	0,015	0,015	0,015	0,031	0,024	0,024	0,016	0,020	0,011	0,020
Al ^{IV}	0,024	0,030	0,018	0,018	0,035	0,017	0,016	0,015	0,013	0,010	0,008	0,009	0,015	0,012	0,010	0,009	0,011	0,015	0,008	0,013	0,016	0,008	0,010	0,015
Al ^{VI}	0,016	0,011	0,005	0,007	0,017	0,005	0,005	0,007	0,005	0,005	0,003	0,002	0,003	0,005	0,004	0,003	0,005	0,007	0,006	0,006	0,006	0,005	0,005	0,006
Cr ³⁺	0,004	0,003	0,003	0,003	0,002	0,006	0,004	0,000	0,004	0,004	0,004	0,002	0,003	0,004	0,000	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002
Fe ²⁺	0,262	0,235	0,309	0,256	0,275	0,217	0,302	0,302	0,350	0,253	0,208	0,383	0,380	0,345	0,551	0,430	0,485	0,497	0,652	0,632	0,671	0,660	0,694	0,406
Mn ²⁺	0,004	0,006	0,004	0,005	0,003	0,003	0,005	0,007	0,007	0,007	0,002	0,000	0,005	0,008	0,012	0,007	0,006	0,013	0,013	0,013	0,010	0,007	0,008	0,007
Mg ²⁺	0,352	0,427	0,355	0,400	0,359	0,508	0,455	0,462	0,473	0,590	0,710	0,515	0,472	0,502	0,279	0,371	0,233	0,159	0,080	0,041	0,083	0,081	0,072	0,347
Ca ²⁺	0,363	0,318	0,325	0,330	0,345	0,261	0,228	0,222	0,161	0,142	0,072	0,097	0,136	0,137	0,154	0,187	0,269	0,324	0,249	0,307	0,229	0,247	0,220	0,231
Ca/Ca+Mg	0,507	0,427	0,477	0,452	0,490	0,339	0,334	0,325	0,254	0,194	0,092	0,159	0,224	0,214	0,356	0,334	0,536	0,671	0,757	0,882	0,733	0,753	0,755	0,446
Fs	26,82	23,94	31,25	25,96	28,10	21,96	30,63	30,68	35,55	25,68	21,00	38,46	38,44	35,05	55,99	43,50	49,13	50,70	66,48	64,47	68,22	66,84	70,38	41,27
En	36,05	43,57	35,92	40,59	36,64	51,55	46,20	46,81	48,06	59,90	71,70	51,77	47,75	51,04	28,35	37,61	23,60	16,24	8,14	4,20	8,48	8,18	7,26	35,20
Wo	37,14	32,49	32,82	33,44	35,25	26,49	23,17	22,51	16,39	14,42	7,30	9,77	13,81	13,91	15,65	18,90	27,27	33,07	25,38	31,32	23,30	24,98	22,36	23,53
Вид, подвид				Авгит			Субкальциевый авгит			Магнез. пижонит		Промежуточ. пижонит			Субкальциевый ферроавгит	Ферроавгит	Ферроавгит	Геденбергит			Пироксферроит			

Табл. 2. Химический состав пироксенов (мас.%) лунного реголита, формульные коэффициенты и минералы. Станция Луна-16. Анализы пироксенов выполнены на приборе JEOL JXA-8200, аналитик – А.А. Вирюс.

Сравнение минерального состава и текстур метаморфизованных земных толеитовых базальтов с лунными морскими и континентальными породами выявило существенную разницу в облике и наборе пород, составе минеральных фаз. В изоморфных рядах и минеральных сериях преобладают кальциевые и железистые разновидности. Так, среди пироксенов – *ферроавгит*, *субкальциевый ферроавгит*, *геденбергит*, *промежуточный пижонит*, а среди оливинов – *гортонолит* и *фаялит* (рис. 4, 5; табл. 2, 3), т.е. их железистые разновидности, а среди плагиоклазов – высококальциевый анортит.

Клинопироксены. Пироксены из земных базальтов всегда переменного состава, как правило, зональные со сменой состава от центра зерен к периферии, так *субкальциевый авгит* замещается *авгитом* и *ферроавгитом* (Макеев, Брянчанинова, 2007), то есть от кальций-магневых к железистым разновидностям клинопироксенов (рис. 4d). В лунных базальтах зональность выражена не столь ярко, однако в отдельной частице реголита небольшого размера 300–500 мкм, как правило, встречается несколько фаз пироксенов разного состава, а также часто наблюдаются (рис. 3 5–6) структуры жидкостной несмесимости оливин-пироксенового расплава (Хисина, 1987).

Установленный факт интерпретируется нами как существенная разница во времени кристаллизации базальтовой магмы: на Земле – длительное время остывания магмы и кристаллизации минералов со сменой их химизма в отдельных зернах, а на Луне – очень быстрая кристаллизация с фиксированным составом минеральных фаз (Khisina, Makarov, 1977). Лунные пироксены из базальтов отличаются от земных существенно большей железистостью и разнообразием состава разновидностей. В лунном реголите встречены три минеральных вида клинопироксена – *авгит*, *пижонит* и *клиноэнстатит*, а также пироксеноид *пироксферроит* и один вид ортопироксена – *бронзит*, а также 8 химических разновидностей пироксенов (табл. 2, рис. 4): *ферроавгит*, *субкальциевый авгит*, *субкальциевый ферроавгит*, *магнезиальный пижонит*, *промежуточный пижонит*, *железистый пижонит*, *геденбергит*, *ферросалит*, а в земных породах (Богатилов, 1979; Криволуцкая, Брянчанинова, 2011; Магматизм..., 1990; Макеев, Брянчанинова, 1999; 2007; Макеев и др., 2020) распространены те же минералы – *авгит* и *пижонит*, но значительно меньше разновидностей – *ферроавгит*, *субкальциевый авгит*, *магнезиальный пижонит*, *промежуточный пижонит*. Хром (0,05–0,87 мас.% Cr₂O₃) и титан (0,06–1,37 мас.% TiO₂) являются существенной изоморфной примесью в

Станция Луна-20

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	Сред.			
SiO ₂	45,86	49,97	49,52	49,39	48,81	50,14	49,33	47,35	48,60	54,88	50,26	51,76	51,34	50,60	46,38	50,10	49,77	48,69	48,24	48,52	49,26	47,62	41,18	49,02			
TiO ₂	0,76	0,35	0,55	0,47	0,82	0,33	0,56	0,53	0,63	0,00	0,52	0,39	0,12	0,48	0,07	0,06	0,33	1,37	0,53	0,92	1,06	1,12	3,90	0,69			
Al ₂ O ₃	10,47	2,35	1,24	1,38	2,01	0,59	1,12	3,82	1,85	1,09	2,05	1,07	3,00	1,50	9,08	2,67	1,10	1,27	1,64	1,55	1,45	0,81	4,47	2,50			
Cr ₂ O ₃	0,77	0,39	0,41	0,10	0,15	0,22	0,17	0,38	0,33	0,77	0,79	0,53	0,34	0,46	0,06	0,22	0,00	0,43	0,16	0,50	0,26	0,15	0,16	0,34			
FeO	16,69	20,81	25,88	28,19	27,86	28,16	28,89	29,54	28,42	13,86	20,29	19,58	17,55	21,45	23,57	27,48	30,00	24,76	28,87	27,14	23,11	30,40	39,43	25,30			
MnO	0,13	0,25	0,34	0,30	0,35	0,44	0,76	0,40	0,31	0,15	0,26	0,51	0,25	0,37	0,33	0,36	0,50	0,18	0,41	0,48	0,53	0,36	0,39	0,36			
MgO	13,46	12,27	10,80	10,99	11,26	11,82	11,18	9,61	9,85	27,97	14,49	17,45	17,97	14,34	17,38	16,00	12,07	9,58	6,93	9,26	10,61	4,62	0,00	12,17			
CaO	11,87	13,61	11,25	9,17	8,75	8,30	7,99	8,36	10,00	1,29	11,33	8,71	9,43	10,80	3,14	3,11	6,22	13,72	13,22	11,62	13,72	14,92	10,48	9,61			
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0			
Si ⁴⁺	0,920	0,977	0,981	0,981	0,972	0,990	0,982	0,962	0,975	0,992	0,975	0,985	0,977	0,980	0,918	0,980	0,987	0,969	0,978	0,973	0,973	0,976	0,902	0,970			
Ti ⁴⁺	0,011	0,005	0,008	0,007	0,012	0,005	0,008	0,008	0,010	0,000	0,008	0,006	0,002	0,007	0,001	0,001	0,005	0,021	0,008	0,014	0,016	0,017	0,064	0,011			
Al ^{IV}	0,069	0,017	0,010	0,011	0,016	0,005	0,010	0,030	0,016	0,008	0,017	0,009	0,022	0,013	0,081	0,019	0,008	0,010	0,014	0,013	0,012	0,007	0,034	0,020			
Al ^{VI}	0,055	0,010	0,004	0,005	0,008	0,002	0,003	0,015	0,006	0,004	0,006	0,003	0,012	0,005	0,025	0,011	0,005	0,005	0,006	0,006	0,005	0,003	0,024	0,010			
Cr ³⁺	0,006	0,003	0,003	0,000	0,001	0,002	0,001	0,003	0,003	0,006	0,006	0,004	0,003	0,004	0,000	0,002	0,000	0,003	0,001	0,004	0,002	0,001	0,001	0,003			
Fe ²⁺	0,280	0,340	0,429	0,468	0,464	0,465	0,481	0,502	0,477	0,209	0,329	0,312	0,279	0,347	0,390	0,449	0,498	0,412	0,489	0,455	0,382	0,521	0,722	0,422			
Mn ²⁺	0,002	0,004	0,006	0,005	0,006	0,007	0,013	0,007	0,005	0,002	0,004	0,008	0,004	0,006	0,006	0,006	0,008	0,003	0,007	0,008	0,009	0,006	0,007	0,006			
Mg ²⁺	0,402	0,358	0,319	0,326	0,334	0,348	0,332	0,291	0,295	0,754	0,419	0,495	0,510	0,414	0,513	0,467	0,357	0,284	0,209	0,277	0,312	0,141	0,000	0,355			
Ca ²⁺	0,255	0,285	0,239	0,195	0,187	0,176	0,170	0,182	0,215	0,025	0,236	0,178	0,192	0,224	0,066	0,065	0,132	0,293	0,287	0,250	0,290	0,328	0,246	0,205			
Ca/Ca+Mg	0,388	0,444	0,428	0,375	0,358	0,335	0,339	0,385	0,422	0,032	0,360	0,264	0,274	0,351	0,115	0,123	0,270	0,507	0,578	0,474	0,482	0,699	1,000	0,391			
Fs	29,86	34,60	43,46	47,34	47,11	47,04	48,92	51,48	48,33	21,20	33,46	31,66	28,46	35,24	40,24	45,80	50,42	41,68	49,64	46,36	38,78	52,64	74,60	42,97			
En	42,92	36,39	32,34	32,92	33,95	35,20	33,75	29,85	29,87	76,28	42,59	50,29	51,94	42,02	52,90	47,56	36,17	28,73	21,24	28,21	31,73	14,25	0,00	36,14			
Wo	27,22	29,01	24,20	19,74	18,95	17,76	17,34	18,67	21,80	2,52	23,95	18,05	19,60	22,73	6,86	6,65	13,40	29,59	29,11	25,43	29,50	33,11	25,40	20,89			
Вид, подвид	Авгит								Магнезиальный пиксит								Промежуточный пиксит								Ферроавгит		Геденбергит

Табл. 2. Продолжение

лунных пироксенах, это потенциальные ресурсы из которых при перекристаллизации могут образоваться рудные ильменитовые и хромитовые скопления, так же как это происходит в земных альпинотипных ультрабазитах (Макеев, Брянчанинова, 1999).

Оливин. В лунных породах оливиновых базальтах, габбро и верлитах оливин один из главных породообразующих минералов. Его особенностью является аномально высокая железистость. Он представлен *гортонолитом* и *фаялитом* (табл. 3, рис. 5). Среди изоморфных примесей в оливинах обычными являются марганец, и в лунных та же закономерность (0,10–0,95 мас. % MnO), что и в земных, никель в лунных оливинах оказался на пороге обнаружения, а вот содержание кальция значительно выше (0,08–2,87 мас. % CaO), причем в морских базальтах больше по сравнению с континентальными областями и значительно больше, чем в земных (Макеев, Брянчанинова, 1999). В работе «Магматизм Земли и Луны» (1990) обсуждается вопрос об изоморфном вхождении в лунные оливины хрома, установленного в количестве (0,03–0,32 мас. % Cr₂O₃). В земных оливинах ультрабазитов и базитов хром отсутствует, хотя в литературе известны упоминания о редких таких случаях (Магматизм Земли и Луны, 1990).

Плагиноклаз. Лунные пироксены в морских базальтах и габбро ассоциируют с высококальциевым плагиноклазом анортитом – An_{0,90–1,00} или очень редко с битовнитом – An_{0,80–0,90} (табл. 4, рис. 6), превалирует анортит. В земных базальтах чаще присутствует основной плагиноклаз лабрадор-битовнит, и очень редко андезин. Особенность лунных плагиноклазов – это низкое содержание натрия (0,07–3,12 мас. % Na₂O) и аномально высокое содержание железа (0,01–2,26 мас. % FeO), которое можно объяснить только невидимыми включениями других железистых минералов. При величине обломков породы 100–500 мкм, размеры весьма совершенных пластинчатых кристаллов плагиноклаза по ширине нередко составляют 3–50 мкм, по удлинению – 10–300 мкм.

Главные акцессорные рудные минералы земных базальтов и основных магматических пород (специализированных на титано-железные руды) – титаномагнетит, ильменит, пирит и халькопирит, а в лунных – ильменит, ульвошпинель, субальмотитанохромит, троилит и самородное железо.

Ильменит. Мелкие выделения ильменита широко распространены в базальтах

Станция Луна-24

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	Сред.
SiO ₂	51,14	50,89	49,99	51,20	51,55	51,07	48,22	49,91	50,70	49,57	48,35	48,23	48,05	49,31	49,31	48,75	48,60	47,35	47,17	46,86	47,30	47,18	53,51	49,31
TiO ₂	0,68	0,77	1,02	0,45	0,51	0,72	0,32	0,53	0,65	1,05	0,80	0,89	0,83	1,19	0,86	0,80	0,69	0,75	0,98	0,78	0,92	0,90	0,67	0,77
Al ₂ O ₃	1,56	1,64	1,58	1,98	1,80	1,82	1,95	2,27	1,44	1,26	0,81	0,97	1,09	2,76	0,98	1,00	1,06	0,83	0,94	0,86	1,29	0,79	0,82	1,37
Cr ₂ O ₃	0,59	0,45	0,43	0,86	0,87	0,71	0,50	0,73	0,57	0,20	0,00	0,11	0,18	0,59	0,16	0,21	0,18	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,33
FeO	14,7	15,5	17,8	12,3	14,6	14,0	13,4	18,5	16,2	24,8	29,9	28,5	29,3	22,1	27,7	29,9	27,9	33,8	31,1	37,9	32,6	33,7	16,7	23,61
MnO	0,22	0,21	0,21	0,20	0,18	0,22	0,19	0,27	0,24	0,25	0,29	0,26	0,33	0,28	0,22	0,33	0,24	0,39	0,19	0,36	0,26	0,27	0,24	0,25
MgO	14,0	13,2	11,4	15,2	16,3	15,3	13,1	13,2	14,0	10,8	6,5	5,5	6,6	11,9	7,7	6,2	7,9	3,7	1,1	2,2	2,5	2,3	25,0	9,81
CaO	16,2	16,1	16,3	16,3	13,5	15,5	14,8	14,0	15,6	11,7	13,3	15,5	13,6	12,7	12,3	12,7	11,9	13,0	18,3	11,0	15,2	14,9	2,3	13,77
Сумма	99,13	98,81	98,71	98,53	99,32	99,27	92,51	99,42	99,31	99,61	100,0	100,0	100,0	100,8	99,17	99,93	98,57	99,97	99,76	99,92	99,94	100,00	99,52	99,23
Si ⁴⁺	0,988	0,991	0,986	0,988	0,987	0,980	0,999	0,975	0,980	0,984	0,980	0,980	0,974	0,965	1,001	0,993	0,992	0,981	0,984	0,987	0,984	0,982	0,986	0,985
Ti ⁴⁺	0,010	0,011	0,015	0,006	0,007	0,010	0,005	0,008	0,009	0,016	0,012	0,014	0,013	0,018	0,013	0,012	0,011	0,012	0,015	0,012	0,014	0,014	0,009	0,012
Al ^{IV}	0,003	0,000	0,000	0,006	0,005	0,009	0,000	0,017	0,011	0,000	0,008	0,006	0,013	0,017	0,000	0,000	0,000	0,008	0,001	0,001	0,001	0,004	0,005	0,005
Al ^{VI}	0,015	0,021	0,020	0,017	0,015	0,011	0,027	0,009	0,006	0,014	0,002	0,005	0,000	0,015	0,026	0,017	0,015	0,003	0,011	0,010	0,015	0,006	0,004	0,012
Cr ³⁺	0,004	0,003	0,003	0,007	0,007	0,005	0,004	0,006	0,004	0,002	0,000	0,001	0,001	0,005	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,003
Fe ²⁺	0,238	0,253	0,294	0,199	0,235	0,224	0,232	0,302	0,261	0,412	0,507	0,484	0,497	0,362	0,469	0,510	0,477	0,585	0,542	0,667	0,567	0,587	0,258	0,398
Mn ²⁺	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,006	0,005	0,004	0,006	0,004	0,007	0,003	0,006	0,005	0,005	0,004	0,004
Mg ²⁺	0,404	0,384	0,334	0,438	0,464	0,437	0,404	0,385	0,402	0,320	0,197	0,168	0,200	0,347	0,233	0,188	0,242	0,116	0,035	0,069	0,076	0,072	0,688	0,287
Ca ²⁺	0,335	0,335	0,345	0,337	0,277	0,319	0,329	0,293	0,323	0,248	0,289	0,338	0,295	0,267	0,268	0,277	0,261	0,289	0,408	0,248	0,338	0,331	0,045	0,295
Ca/Ca+Mg	0,453	0,466	0,508	0,435	0,374	0,422	0,449	0,432	0,445	0,437	0,595	0,668	0,596	0,435	0,535	0,595	0,519	0,714	0,920	0,784	0,816	0,822	0,061	0,543
Fs	24,4	26,0	30,2	20,4	24,0	22,9	24,1	30,8	26,5	42,0	51,1	48,9	50,0	37,1	48,4	52,3	48,7	59,1	55,0	67,8	57,8	59,3	26,0	40,6
En	41,4	39,5	34,3	45,0	47,6	44,6	41,8	39,3	40,8	32,7	19,8	17,0	20,2	35,6	24,0	19,3	24,7	11,7	3,6	7,0	7,8	7,2	69,5	29,3
Wo	34,3	34,5	35,5	34,6	28,4	32,5	34,1	29,9	32,7	25,3	29,1	34,1	29,8	27,4	27,6	28,4	26,7	29,2	41,4	25,2	34,4	33,5	4,5	30,1
Вид, повид	Авгит									Ферроавгит									Геденбергит				Клино-энстатит	

Табл. 2. Продолжение

лунных морей (Луна-16, -24). Химический состав изученных зерен представлен в табл. 5.

Средние составы ильменита из реголита двух станций довольно близки и заметно не отличаются от земных, наблюдаются те же обычные изоморфные примеси: Mn, V, Cr. В ильменитах реголита станции Луна-24 заметно чаще присутствует небольшая примесь магния. В будущем при нахождении на Луне крупных скоплений ильменитовых руд они с успехом могут быть использованы в промышленных масштабах для производства металлического железа и рутилового шлака по известной расплавной методике.

Хромшпинелиды. Среди хромшпинелидов (табл. 6, рис. 7) в лунном реголите преобладают высокожелезистые и высокотитанистые *субтитаноалюмохромиты*, такие разновидности на Земле встречаются в древних архейских и протерозойских расслоенных ультрабазитовых массивах, специализированных на хромовые руды и платиноиды. Размеры выделений хромшпинелидов варьируют от 2–10 мкм (розовая шпинель) до 20–130 мкм – субтитаноалюмохромшпинелиды (рис. 2 3, 8; рис. 3 2). Особенностью лунных минералов является отсутствие окисной (трехвалентной) формы железа, что доказывается ЯГР (мёссбауэровской) спектроскопией (Малышева, 1980; Makeyev et al., 2006; Макеев, 2013).

Исследователи лунных шпинелей и хромшпинелидов испытывают трудности при отображении состава лунных фаз на диаграммах (Малышева, 1980; Хаггерти, 1979; Фрондел, 1978; Prissel et al., 2014), поскольку в этих фазах наблюдается явный дефицит ионов в октаэдрических позициях. До сих пор не разработана единая типизация лунных хромшпинелидов. Известен факт обращенности земных хромшпинелидов, при этом двухвалентное железо может находиться как в октаэдрах, так и в тетраэдрах. Вероятно это же происходит и в лунных шпинелях. Предлагается использовать расчеты кристаллохимических коэффициентов лунных хромшпинелидов так же, как земных (Макеев, Брянчанинова, 1999; Макеев, 2013), отображая результаты (табл. 6) на треугольной призме (рис. 7), заменяя трехвалентное железо на «обращенное» двухвалентное (в октаэдрах). Поле разрыва смесимости между октаэдрическими ионами алюминия и титаном (+ Fe²⁺_{обращ.}) в лунных шпинелидах значительно уже, чем в земных фазах (рис. 7). При нахождении на Луне крупных скоплений хромовых

Станция Луна-24

Оксиды	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	Сред.		
SiO ₂	50,15	50,53	51,40	50,63	51,52	51,35	49,95	49,20	48,35	48,54	47,49	47,59	48,10	47,56	49,95	49,30	50,98	49,51	49,80	51,78	53,11	53,11	52,99	50,12		
TiO ₂	0,36	0,31	0,26	0,30	0,27	0,32	0,43	0,76	0,60	0,59	0,87	0,73	0,86	0,83	0,40	0,41	0,51	0,87	0,78	0,53	0,12	0,32	0,12	0,50		
Al ₂ O ₃	1,68	1,12	1,40	1,27	1,86	1,28	1,19	0,82	0,83	0,93	1,00	0,79	0,82	0,78	0,91	0,61	0,97	1,21	0,91	1,10	1,10	1,20	1,27	1,09		
Cr ₂ O ₃	0,75	0,50	0,59	0,55	0,83	0,52	0,39	0,12	0,15	0,14	0,00	0,00	0,16	0,00	0,24	0,20	0,29	0,22	0,23	0,51	0,66	0,74	0,63	0,37		
FeO	20,39	24,63	20,24	24,93	17,69	22,41	26,48	30,52	34,38	31,03	36,00	35,83	32,36	35,54	27,83	32,80	23,99	29,92	27,47	21,07	17,27	12,72	17,34	26,21		
MnO	0,25	0,29	0,30	0,30	0,24	0,32	0,31	0,37	0,40	0,44	0,33	0,36	0,38	0,39	0,34	0,35	0,34	0,33	0,34	0,28	0,24	0,16	0,21	0,32		
MgO	14,78	14,56	17,28	14,38	16,81	15,34	12,19	9,04	7,00	7,01	4,08	4,74	7,12	4,07	11,64	10,59	16,12	12,51	13,47	19,13	22,59	23,75	22,52	13,07		
CaO	10,85	8,05	8,54	7,51	10,28	8,77	8,30	8,44	8,55	10,62	10,68	9,88	9,75	10,84	8,45	5,58	6,31	5,26	7,00	5,35	4,49	6,54	4,94	8,04		
Сумма	99,22	100,0	100,0	99,88	99,49	100,3	99,23	99,27	100,3	99,30	100,5	99,92	99,54	100,0	99,76	99,83	99,51	99,81	100,0	99,75	99,58	98,53	100,0	99,72		
Si ⁴⁺	0,977	0,983	0,982	0,989	0,989	0,989	0,993	0,997	0,986	0,993	0,983	0,986	0,984	0,987	0,991	0,991	0,988	0,985	0,978	0,985	0,990	0,988	0,985	0,987		
Ti ⁴⁺	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,006	0,012	0,009	0,009	0,014	0,011	0,013	0,013	0,006	0,006	0,007	0,013	0,012	0,008	0,002	0,004	0,002	0,008		
Al ^{IV}	0,017	0,012	0,015	0,007	0,007	0,006	0,001	0,000	0,004	0,000	0,004	0,003	0,003	0,000	0,003	0,003	0,004	0,002	0,011	0,007	0,008	0,008	0,013	0,006		
Al ^{VI}	0,002	0,000	0,001	0,008	0,014	0,008	0,013	0,019	0,006	0,014	0,008	0,007	0,007	0,010	0,007	0,004	0,007	0,012	0,000	0,005	0,004	0,005	0,000	0,007		
Cr ³⁺	0,006	0,004	0,004	0,004	0,006	0,004	0,003	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	0,005	0,005	0,005	0,003		
Fe ²⁺	0,332	0,401	0,323	0,407	0,284	0,361	0,440	0,517	0,586	0,531	0,623	0,621	0,554	0,617	0,461	0,551	0,389	0,498	0,451	0,335	0,269	0,198	0,269	0,436		
Mn ²⁺	0,004	0,005	0,005	0,005	0,004	0,005	0,005	0,006	0,007	0,008	0,006	0,006	0,007	0,007	0,006	0,006	0,006	0,006	0,006	0,004	0,004	0,002	0,003	0,005		
Mg ²⁺	0,429	0,422	0,492	0,419	0,481	0,440	0,361	0,273	0,213	0,214	0,126	0,146	0,217	0,126	0,344	0,317	0,466	0,371	0,394	0,543	0,628	0,658	0,624	0,379		
Ca ²⁺	0,226	0,168	0,175	0,157	0,211	0,181	0,177	0,183	0,187	0,233	0,237	0,219	0,214	0,241	0,180	0,120	0,131	0,112	0,147	0,109	0,090	0,130	0,098	0,171		
Ca/Ca+Mg	0,345	0,284	0,262	0,273	0,305	0,291	0,329	0,402	0,467	0,521	0,653	0,600	0,496	0,657	0,343	0,275	0,220	0,232	0,272	0,167	0,125	0,165	0,136	0,340		
Fs	33,6	40,4	32,7	41,4	29,1	36,7	45,0	53,1	59,5	54,3	63,2	62,9	56,2	62,7	46,8	55,8	39,5	50,7	45,4	34,0	27,3	20,1	27,2	44,2		
En	43,5	42,6	49,7	42,6	49,3	44,8	36,9	28,0	21,6	21,9	12,8	14,8	22,1	12,8	34,9	32,1	47,3	37,8	39,7	55,0	63,6	66,7	62,9	38,4		
Wo	22,9	16,9	17,6	16,0	21,6	18,4	18,1	18,8	18,9	23,8	24,0	22,2	21,7	24,5	18,2	12,2	13,3	11,4	14,8	11,1	9,1	13,2	9,9	17,3		
Вид, повид	Субкальциевый авгит															Промежуточный титанит										
	Субкальциевый ферроавгит															Магнезиальный титанит										

Табл. 2. Продолжение

руд особого состава (*субтитаноалюмохромитов*), они с успехом могут быть использованы в промышленных масштабах в металлургическом переделе для производства феррохрома.

В отличие от земного минерального мира на Луне не обнаружено гидроксильных, водосодержащих минералов, кроме единичных находок водосодержащих стекол (Saal et al., 2008) и возможно дегидрогенизации оливина (Khisina et al., 2013). Возможно, что они в процессе длительной дегазации и отсутствия атмосферы на Луне разложились или скорее вовсе не образовывались.

Геохимические особенности лунного реголита. Известно, что наиболее распространенные элементы в вещественном составе горных пород и минералов Луны – это кремний, кислород, алюминий, железо, кальций, магний, титан, натрий; очень мало хрома, марганца, никеля, калия, серы, фосфора; почти полностью отсутствуют летучие, углерод, хлор. Остальные элементы присутствуют только в микроколичествах.

Обсуждение результатов. Так как в выборе объектов исследования – частиц лунного реголита – присутствует элемент случайности, то даже ограниченное количество анализов можно использовать в статистических обобщениях для сравнения региональных особенностей реголита в разных участках посадки автоматических лунных станций (Луна-16, -20, -24). Сравнивая распространенность лунных минералов (табл. 1) и типохимические особенности породообразующих и аксессуарных минералов (табл. 2–6, рис. 4–7), следует отметить следующее.

– Железистость породообразующего клинопироксена значительно выше в морских оливиновых базальтах (табл. 2, рис. 4), в них наибольшим распространением пользуются *геденберgit* и пироксферроит, ортопироксен – *бронзит*, наоборот, присутствует только среди континентальных пород, происходя, вероятно, из норитов, габброноритов, лерцолитов.

– Железистость лунного оливина варьирует в очень широких пределах – от форстерита с Fe от 11,5 мол. % до фаялита с Fe 95,0 мол. % (табл. 3, рис. 5), именно такой разнообразный оливин в континентальной части Луны. В море Изобилия оливин наименее железистый (вероятно из оливинового базальта), а в море Кризисов наоборот наиболее железистый. Можно предположить, что оливин попадает в реголит из нескольких типов пород, о чем свидетельствует его бимодальное распределение.

– Основность плагиоклаза также широко варьирует от анортита с 0,4 мол. % Ab до битовнита с 18,5 мол. % Ab (табл. 4, рис. 6), распределение также бимодальное. Реголит всех станций содержит наиболее основной плагиоклаз, присущий на Земле породе анортозиту. Плагиоклаз из моря Изобилия представлен как анортитом, так и битовнитом, последний встречается в лунных породах – оливиновом базальте и габбро.

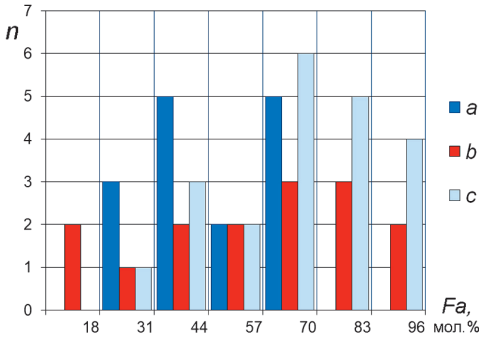


Рис. 5. Гистограмма распределения значений фаялитовой составляющей в оливине (Fa, мол.%) из лунного реголита. Средние значения и дисперсия (Fa, мол.%): а – Луна-16 – 40,8±10,1 (n=13); б – Луна-20 – 54,6±25,3 (n=15); с – Луна-24 – 65,9±19,7 (n=21).

Станция Луна-16

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	37,38	33,57	36,29	35,33	35,55	37,65	37,43	36,48	34,67	36,44	35,08	37,97	34,24
FeO	27,66	47,75	33,22	38,46	37,41	26,11	27,40	32,56	42,07	32,80	39,19	24,32	43,69
MnO	0,30	0,69	0,45	0,38	0,43	0,42	0,26	0,30	0,44	0,46	0,63	0,10	0,47
MgO	34,01	17,51	29,21	25,08	26,07	35,12	34,19	30,12	22,28	30,00	23,73	36,31	20,02
CaO	0,42	0,48	0,56	0,62	0,54	0,69	0,66	0,45	0,53	0,30	1,36	1,30	1,58
Сумма	99,78	100,0	99,73	99,88	100,0	100,0	99,94	99,91	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Fe ²⁺	0,309	0,595	0,383	0,455	0,440	0,290	0,306	0,373	0,507	0,376	0,467	0,268	0,534
Mn ²⁺	0,003	0,009	0,005	0,005	0,005	0,005	0,003	0,003	0,005	0,005	0,008	0,001	0,006
Mg ²⁺	0,678	0,389	0,600	0,529	0,547	0,695	0,681	0,615	0,479	0,614	0,504	0,713	0,436
Ca ²⁺	0,006	0,008	0,008	0,009	0,008	0,010	0,009	0,007	0,008	0,004	0,021	0,018	0,025

Станция Луна-20

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	29,86	30,30	35,51	34,91	37,36	32,15	32,24	32,95	33,24	32,16	37,88	34,72	32,89	40,16	40,64
FeO	67,35	64,69	37,25	39,57	28,08	55,49	55,04	51,10	49,69	55,72	25,47	41,90	51,71	13,15	10,81
MnO	0,67	0,95	0,10	0,21	0,38	0,58	0,77	0,57	0,48	0,50	0,09	0,58	0,50	0,10	0,19
MgO	1,32	3,21	25,46	22,44	34,10	11,44	11,85	14,83	16,08	11,54	36,29	22,64	14,66	46,23	48,28
CaO	0,80	0,73	1,64	2,87	0,08	0,29	0,10	0,55	0,41	0,08	0,26	0,16	0,24	0,18	0,09
Сумма	100,0	99,88	99,96	100,0	100,0	99,95	100,0	100,0	99,91	100,0	100,0	100,0	100,0	99,93	100,0
Fe ²⁺	0,943	0,893	0,439	0,474	0,314	0,722	0,714	0,648	0,625	0,725	0,281	0,505	0,657	0,137	0,111
Mn ²⁺	0,010	0,013	0,001	0,003	0,004	0,008	0,010	0,007	0,006	0,007	0,001	0,007	0,006	0,001	0,002
Mg ²⁺	0,033	0,079	0,535	0,479	0,680	0,265	0,275	0,335	0,361	0,268	0,714	0,486	0,332	0,857	0,886
Ca ²⁺	0,014	0,013	0,025	0,044	0,001	0,005	0,001	0,009	0,007	0,001	0,004	0,002	0,004	0,002	0,001

Станция Луна-24

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	30,79	30,37	32,02	31,19	31,25	32,14	32,03	33,03	36,36	33,79	36,85	34,97	35,41	33,08	32,97	32,81	31,84	34,59	36,99	32,50	38,15
FeO	67,53	66,76	65,22	63,97	61,65	59,05	59,23	50,10	33,56	48,06	32,97	44,62	50,64	52,69	52,40	55,47	54,09	45,89	32,13	46,34	22,02
MnO	0,56	0,61	0,52	0,55	0,49	0,44	0,47	0,35	0,25	0,34	0,29	0,33	0,54	0,45	0,41	0,45	0,37	0,32	0,23	0,33	0,24
MgO	0,95	2,02	1,95	4,62	6,58	8,89	8,88	15,11	30,11	18,55	28,25	18,19	11,08	14,16	13,66	11,98	11,78	20,14	31,55	14,84	39,27
CaO	0,53	0,83	1,87	0,63	0,55	0,33	0,33	0,33	0,25	0,36	1,24	1,05	2,02	0,45	0,38	0,22	0,54	0,36	0,24	0,36	0,25
Сумма	100,4	100,6	101,6	101,0	100,5	100,8	100,9	98,93	100,5	101,1	99,60	99,16	99,68	100,8	99,82	100,9	98,61	101,3	101,1	94,37	99,92
Fe ²⁺	0,957	0,927	0,910	0,869	0,828	0,779	0,780	0,644	0,378	0,589	0,388	0,566	0,685	0,664	0,674	0,715	0,709	0,556	0,361	0,629	0,238
Mn ²⁺	0,008	0,009	0,007	0,008	0,007	0,006	0,006	0,005	0,003	0,004	0,003	0,004	0,007	0,006	0,005	0,006	0,005	0,004	0,003	0,004	0,003
Mg ²⁺	0,025	0,050	0,049	0,112	0,156	0,209	0,208	0,346	0,616	0,401	0,590	0,413	0,274	0,323	0,314	0,275	0,277	0,434	0,633	0,361	0,756
Ca ²⁺	0,010	0,015	0,033	0,011	0,009	0,006	0,006	0,005	0,004	0,006	0,018	0,017	0,034	0,007	0,006	0,004	0,009	0,006	0,004	0,006	0,003

Табл. 3. Химический состав оливины (мас.%) лунного реголита и формульные коэффициенты. Анализы оливины выполнены на приборе JEOL JXA-8200, аналитик – А.А. Вирюс.

Станция Луна-16

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	47,13	45,88	46,56	47,07	49,01	47,85	46,20	42,40	47,92	43,50	45,76	41,41	44,73	47,19	44,09	45,28	43,76	43,15	43,76	45,22	44,78
Al ₂ O ₃	32,80	33,28	32,52	33,52	32,26	31,42	33,96	36,95	33,12	36,89	33,41	37,24	34,84	33,32	35,61	34,70	36,24	36,56	35,49	33,51	34,36
CaO	17,07	15,99	17,10	15,89	15,48	15,41	17,68	20,19	16,46	17,90	17,20	20,27	18,55	17,29	17,90	17,80	18,68	18,24	18,32	17,34	17,12
Na ₂ O	1,35	2,59	2,32	2,50	2,50	3,12	1,59	0,12	1,86	0,91	1,93	0,87	1,04	1,21	1,73	1,65	1,12	1,40	1,55	2,77	2,79
FeO	1,65	2,26	1,51	1,02	0,75	2,21	0,56	0,33	0,64	0,80	1,71	0,21	0,85	1,00	0,66	0,57	0,21	0,65	0,88	1,15	0,96
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
<i>An</i>	91,8	84,5	86,7	84,9	84,6	81,4	90,8	99,3	88,7	94,6	88,8	95,4	94,0	92,7	90,1	90,5	93,7	92,0	91,3	84,7	84,5
<i>Ab</i>	8,2	15,5	13,3	15,1	15,4	18,6	9,2	0,7	11,3	5,4	11,2	4,6	6,0	7,3	9,9	9,5	6,3	8,0	8,7	15,3	15,5

Станция Луна-20

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	44,02	44,54	43,18	43,72	44,28	42,83	44,41	44,34	43,87	43,31	43,93	44,02	43,00	42,62	43,01	43,03	45,08
Al ₂ O ₃	34,96	34,74	35,23	35,74	34,80	37,51	34,68	34,84	35,14	36,37	35,37	35,05	36,12	35,30	36,90	36,44	34,07
CaO	19,07	20,51	20,05	19,15	19,49	18,75	19,34	19,21	19,31	19,68	19,17	19,16	18,75	19,44	18,62	18,65	17,85
Na ₂ O	1,08	0,20	0,07	0,92	0,87	0,90	1,02	1,09	0,86	0,39	0,98	1,02	0,98	0,33	1,07	1,05	2,35
FeO	0,87	0,01	0,72	0,46	0,56	0,01	0,55	0,52	0,82	0,26	0,55	0,75	1,16	0,81	0,40	0,83	0,65
Сумма	100,0	100,0	99,28	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	98,51	100,0	100,0	100,0
<i>An</i>	94,0	98,9	99,6	94,8	95,2	94,8	94,4	94,0	95,2	97,8	94,5	94,3	94,4	98,1	93,9	94,0	87,0
<i>Ab</i>	6,0	1,1	0,4	5,2	4,8	5,2	5,6	6,0	4,8	2,2	5,5	5,7	5,6	1,9	6,1	6,0	13,0

Станция Луна-24

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	46,44	46,32	47,91	45,27	45,14	46,24	48,58	44,89	48,11	45,78	46,17	46,59	45,97	46,81	47,02
Al ₂ O ₃	33,02	32,91	32,47	34,12	34,38	33,52	32,13	34,28	31,89	33,25	33,44	32,45	33,01	32,64	30,71
CaO	18,61	18,74	17,41	19,07	18,89	18,73	17,10	19,43	17,63	19,02	18,34	19,18	19,54	19,07	17,78
Na ₂ O	0,67	0,71	1,51	0,59	0,65	0,88	1,66	0,37	1,30	0,55	0,88	0,67	0,58	0,94	0,98
FeO	1,08	1,11	0,66	0,89	0,88	0,52	0,53	0,93	1,07	1,00	1,17	0,83	0,90	0,54	3,08
Сумма	99,82	99,78	99,95	99,94	99,94	99,89	100,0	99,00	100,0	99,61	100,0	99,72	100,0	100,0	99,57
<i>An</i>	96,1	95,9	91,1	96,6	96,2	95,0	90,1	97,9	92,3	96,8	94,9	96,2	96,8	94,7	94,2
<i>Ab</i>	3,9	4,1	8,9	3,4	3,8	5,0	9,9	2,1	7,7	3,2	5,1	3,8	3,2	5,3	5,8

Табл. 4. Химический состав плагиоклаза (мас.%) лунного реголита и миналы. Анализы плагиоклазов выполнены на приборе JSM-5610LV, аналитик – Л.О. Магазина.

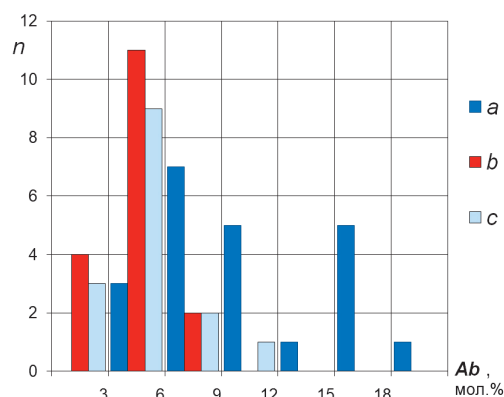


Рис. 6. Гистограмма распределения альбитовой составляющей плагиоклаза из лунного реголита. Средние значения и дисперсия (*Ab*, мол.%): *a* – Луна-16 – $10,3 \pm 4,1$ ($n=22$); *b* – Луна-20 – $4,7 \pm 2,0$ мол.% ($n=17$); *c* – Луна-24 – $5,0 \pm 2,2$ мол.% ($n=15$)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
TiO ₂	52,53	52,41	52,91	52,47	52,16	52,61	52,81	52,15	52,78	52,89	53,11
FeO	46,57	46,03	45,99	46,06	43,01	46,36	46,35	46,72	46,11	45,65	46,18
MgO	—	—	—	—	3,15	—	—	—	—	—	—
MnO	0,46	0,43	0,56	0,56	0,42	0,61	0,08	0,50	0,44	0,45	0,49
V ₂ O ₃	0,33	0,25	0,20	0,51	0,28	0,18	0,43	0,18	0,44	0,81	0,14
Cr ₂ O ₃	—	0,69	0,26	0,26	0,51	0,21	0,30	0,38	0,17	—	—
Сумма	99,89	99,80	99,92	99,86	99,54	99,96	99,98	99,94	99,94	99,80	99,92
Оксиды	12	13	14	15	15	17	18	19	20	21	Средн.
TiO ₂	52,67	52,97	52,74	52,47	51,72	52,93	52,42	51,2	52,49	52,37	52,51
FeO	46,34	46,45	46,78	46,49	46,74	45,99	46,41	47,48	46,13	46,17	46,19
MgO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15
MnO	0,42	0,26	0,26	0,31	0,47	0,59	0,56	0,51	0,53	0,36	0,44
V ₂ O ₃	0,44	0,30	0,19	0,19	0,23	0,12	0,14	0,18	0,54	0,46	0,31
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,46	0,70	0,36	0,46	0,61	0,11	0,52	0,29
Сумма	99,87	99,98	99,97	99,92	99,87	99,99	99,99	99,98	99,80	99,88	99,89

Табл. 5а. Химический состав (мас.%) выделений ильменита в базальтах реголита станции Луна-16

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Средн.
TiO ₂	52,74	51,69	52,76	52,62	52,78	52,61	52,67	52,90	52,63	52,65	52,71
FeO	45,82	46,82	46,02	46,62	46,43	46,52	46,43	45,02	46,62	46,63	46,19
MgO	0,76	0,79	0,65	0,24	0,41	0,36	0,41	1,27	0,24	0,28	0,54
MnO	0,32	0,27	0,29	0,32	0,34	0,26	0,34	0,32	0,32	0,26	0,30
Cr ₂ O ₃	0,29	0,29	0,26	0,14	0,12	0,18	0,12	0,46	0,14	0,13	0,21
Сумма	99,92	99,86	99,97	99,94	99,96	99,93	99,97	99,97	99,95	99,95	99,95

Табл. 5б. Химический состав (мас.%) выделений ильменита в базальтах реголита станции Луна-24. Анализы ильменита выполнены на приборе JSM-5610LV, аналитик – Л.О. Магазина.

Оксиды	Луна-24										Луна-20				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Cr ₂ O ₃	43,56	41,50	41,50	44,01	42,72	40,83	45,04	44,90	43,33	40,90	41,21	44,76	41,13	41,71	43,68
Al ₂ O ₃	14,47	16,64	15,12	17,10	13,12	15,64	17,64	17,68	17,09	11,35	12,95	10,67	18,93	16,76	15,29
TiO ₂	2,09	2,18	2,40	1,22	3,14	2,75	1,27	1,24	1,28	6,59	4,69	2,02	1,39	1,58	2,30
V ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,68	0,59	1,19	0,87
FeO _{обр}	6,54	6,95	6,89	5,27	6,86	6,86	4,52	4,51	5,51	7,06	7,85	11,39	5,24	5,78	5,08
FeO	30,29	27,80	32,16	27,25	32,56	31,27	24,61	25,00	28,38	30,93	29,27	23,58	27,03	28,58	27,86
MnO	0,14	0,20	0,12	0,14	0,10	0,16	0,08	0,11	0,11	0,17	0,13	0,00	0,41	0,39	0,29
MgO	2,91	4,73	1,82	5,01	1,51	2,50	6,84	6,56	4,30	2,99	3,91	6,90	5,00	3,89	4,27
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,72	99,88	99,64
Cr ³⁺	9,251	8,614	8,834	9,163	9,142	8,607	9,232	9,222	9,065	8,490	8,573	9,434	8,493	8,758	9,148
Al ³⁺	4,580	5,147	4,797	5,305	4,183	4,913	5,389	5,411	5,327	3,512	4,015	3,351	5,825	5,244	4,772
Ti ⁴⁺	0,845	0,863	0,971	0,485	1,277	1,102	0,494	0,483	0,509	2,602	1,857	0,808	0,547	0,632	0,914
V ³⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,120	0,101	0,209	0,152
Fe ²⁺ _{обр}	1,323	1,374	1,396	1,045	1,397	1,376	0,882	0,881	1,097	1,395	1,554	2,285	1,031	1,156	1,012
Fe ²⁺	6,804	6,105	7,242	6,002	7,369	6,972	5,336	5,432	6,278	6,791	6,440	5,258	5,905	6,347	6,172
Mn ²⁺	0,031	0,044	0,027	0,030	0,023	0,035	0,018	0,025	0,025	0,038	0,028	0,000	0,090	0,088	0,064
Mg ²⁺	1,165	1,852	0,731	1,968	0,609	0,993	2,646	2,543	1,697	1,171	1,532	2,742	1,946	1,539	1,687
Подвид	Субтитаноалюмохромит										Субтитаносуб- алюмохромит		Субтитано- алюмохромит		

Табл. 6. Химический состав (мас.%) и кристаллохимические коэффициенты лунных хромитинелидов. Химический состав лунных хромитинелидов пересчитан с учетом обращенности кристаллической решетки и вхождения части двухвалентного железа в октаэдрические позиции. Точность анализа соответствует стандартам – 0,01 абс.%, сумма определяемых компонентов не хуже 99%. В части образцов содержание ванадия в хромитинелидах не определялось, поэтому в таблице стоит прочерк. Анализы хромитинелидов выполнены на приборе JEOL JXA-8200, аналитик – А.А. Вирюс.

– Ильменит (табл. 5) наиболее распространен в базальтах лунных морей.

– Хромистая ульвошпинель и субтитаноалюмохромит, наоборот, наиболее распространены в континентальной части Луны.

– В базальтах лунных морей наибольшим распространением пользуются сульфиды железа – троилит и пирротин.

Обнаруженные ранее сотрудниками Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (Мохов и др., 2007) на поверхности частиц лунного реголита пленочные микровыделения нескольких видов самородных металлов (в том числе, металлов группы железа) и их экзотические сплавы совпадают по составу с сингенетичными пленками самородных металлов (Макеев, Криулина, 2012) на мантийных алмазах

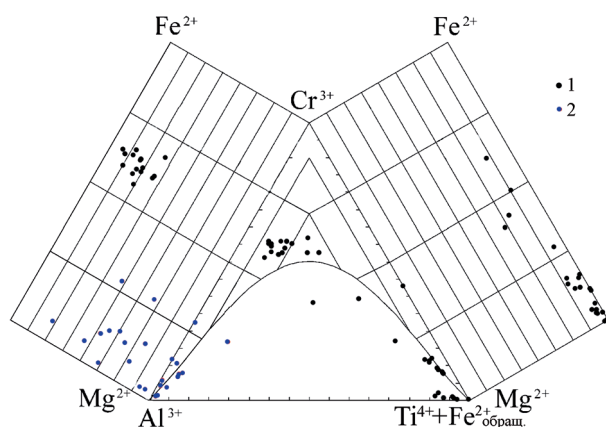


Рис. 7. Диаграмма состава лунных хромшпинелидов. 1 – Луна-24 (табл. 6); 2 – глиноземистые хромшпинелиды и розовые шпинели, пересчет анализов (Frondel, 1978).

из нескольких месторождений России и Мира. Все это может свидетельствовать о восстановительной среде минералообразования.

Заключение. Мотивацией для более подробного исследования спутника Земли служит наличие лунных минеральных ресурсов, поэтому в преддверии новых пилотируемых полетов на Луну следует сделать предположение о наиболее вероятных находках видов приповерхностных месторождений полезных ископаемых по аналогии с распространением полезных ископаемых в земных породах. Наиболее вероятны находки титановых проявлений в виде ильменита в базальтах и оливиновых базальтах лунных морей; хромовых и железных руд в анортозитовых лополитах (аналогичных Бушвелду) и в породах «Mg-suite» (Prissel et al., 2014) с возможной самородной Pt-Pd и Pt-Fe минерализацией. Так как обширные площади лунных морей покрыты излияниями базальтов, очень похожими на сибирские траппы, то они могут быть специализированы на вкрапленные медно-никелевые сульфидные руды (Криволуцкая, Брянчанинова, 2011). В лунных мантийных породах (дунитах, лерцолитах) на обратной стороне могут присутствовать алмазы. При этом нужно заметить, что геодинамические истории Земли и Луны коренным образом отличаются, соответственно, закономерности образования и размещения полезных ископаемых также будут существенно отличаться.

Благодарность

Авторы благодарны А.А. Вирюс и Л.О. Магазиной за помощь в аналитических исследованиях и рецензентам за полезное обсуждение материала.

Литература

- Барсуков В.Л. (1977). Предварительные данные по керну реголита, доставленному на Землю автоматической лунной станцией «Луна-24». *Мат. 8-ой лунной науч. конф.*, с. 3303–3318.
- Богатиков О.А. (1979). Анортозиты. М.: Наука, 232 с.
- Богатиков О.А., Макеев А.Б. (2012). Особенности минералогии лунного реголита, Луна-24. *Мат. 13 межд. конф.: Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле*. М., с. 39–42.
- Грунт из материкового района Луны (1979). М.: Наука, 708 с.
- Лунный грунт из моря Кризисов (1980). М.: Наука, 360 с.
- Криволуцкая Н.А., Брянчанинова Н.И. (2010). Оливины магматических пород. *Российский химический журнал*, 54(2), с. 50–61. <https://doi.org/10.1134/S1070363211060363>
- Магматизм Земли и Луны: Опыт сравнительного анализа (1990). М.: Наука, 211 с.

Макеев А.Б. (2013). Лунные хромшпинелиды из реголита станций Луна-16, -20, -24. *Мат. минералогического семинара: Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Южские чтения-2013)*. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, с. 97–99.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. (1999). Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 252 с.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. (2012). Минеральный состав базальтов Вольско-Вымской гряды (Средний Тиман). *Мат. минералогического семинара: Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества*. Сыктывкар: Геопринт, с. 281–283.

Макеев А.Б., Криулина Г.Ю. (2012). Металлические пленки на поверхности и в объеме кристаллов алмаза Архангельской и Якутской алмазных провинций. *ЗРМО*, 1, с. 101–114. <https://doi.org/10.1134/S1075701512080107>

Макеев А.Б., Лютоев В.П., Второв И.П., Брянчанинова Н.И., Макавецкас А.Р. (2020). Состав и спектроскопия ксенокристов оливины из гавайских толеитовых базальтов. *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, 162(2), с. 253–273. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2020.2.253-273>

Малышева Т.В. (1980). ЯГР-спектроскопия образцов реголита из моря Кризисов. Лунный грунт из моря Кризисов. М.: Наука, с. 300–308.

Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. (2007). Луна под микроскопом: новые данные по минералогии Луны: атлас. М.: Наука, 127 с.

Хаггерти С.Э. (1979). «Луна-20»: химия минералов – шпинель, пленаст, хромит, ульвошпинель, ильменит и рутил. Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, с. 267–277.

Хисина Н.Р. (1987). Субсолидусные превращения твердых растворов порообразующих минералов. М.: Наука, 207 с.

Фрондел Дж. (1978). Минералогия Луны. М.: Мир, 333 с.

Bell P.M., Mao H.K., Hazen R.M. and Mao A.L. (1978). Luna 24 sample from Mare Crisium: New structural features in lunar glasses from the study of crystal-field spectra. In: *Mare Crisium: The view from Luna 24*. Eds. Merrill R.B. and Papike J.J. N.Y.: Pergamon Press, pp. 265–280.

Khisiina N.R., Makarov E.S. (1977). Cation distribution and exsolution in the Luna-20 pyroxenes as the chronological indicator of their thermal history. *Earth, Moon, and Planets*, 17(2), pp. 149–165. <https://doi.org/10.1007/BF00640905>

Khisiina N.R., Wirth R., Abart R., Rhede D. and Heinrich W. (2013). Oriented chromite-diopside symplectic inclusions in olivine from lunar regolith delivered by «Luna-24». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 104, pp. 84–98. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.050>

Makeyev A.B. (2006). Typomorphic features of Cr-spinels and mineralogical prospecting guides for Cr ore mineralization. *Russian Journal of Earth Sciences*, 8(3), pp. 1–19. <http://dx.doi.org/10.2205/2006ES000196>

Prissel T.C., Parman S.W., Jackson C.R.M., et al. (2014). Pink Moon: The petrogenesis of pink spinel anorthosites and implications concerning Mg-suite magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, pp. 144–156. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.027>

Saal A.E., Haur E.H., Lo Cascio M., Van Orman J.A., Rutherford M.J. and Cooper R.F. (2008). The Volatile Content of the Lunar Volcanic Glasses: Evidence for the Presence of Water in the Moon's Interior. *Nature*, 454, pp. 192–195. <https://doi.org/10.1038/nature07047>

Taylor G.J., Warner R.D. and Keil K. (1978). VLT mare basalts: Impact mixing, parent magma types, and petrogenesis. In: *Mare Crisium: The view from Luna 24*. Eds. Merrill R.B. and Papike J.J. Pp. 357–370.

The Moon – A new appraisal from space missions and laboratory analyses (1977). London: The Royal Society, 606 p.

Сведения об авторах

Александр Борисович Макеев – доктор геол.-мин. наук, профессор, ведущий научный сотрудник Лаборатории геологии рудных месторождений, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., д. 35
e-mail: abmakeev@igem.ru

Наталья Игоревна Брянчанинова – доктор геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, Геологический институт РАН

Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер, д. 7, стр.1

Статья поступила в редакцию 22.01.2021;

Принята к публикации 12.03.2021; Опубликована 30.03.2021

Typomorphism of rock-forming minerals of Lunar regolith, Luna-16, -20, -24: comparison of sea vs continent vs sea

A.B. Makeyev^{1*}, N.I. Bryanchaninova²

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Mineralogy, Petrography and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

²Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

*Corresponding author: Alexander B. Makeev, e-mail: abmakeev@mail.ru

Abstract. The study focuses on the comparison of the chemical and mineral composition of Lunar regolith probes from Luna-16, -20, -24 stations and their the sea-continent environments. Using microprobe JXA-8200 and JSM-5610LV (400 analyses, 50 images, 9 fragments of layer-by-layer core samples) 18 mineral phases and their 12 varieties were diagnosed. The most common are iron-magnesium and calcium-bearing varieties of silicates – anorthite, clinopyroxenes and olivine. The typomorphic features of rock-forming minerals in two types of the lunar surface are discussed. The composition of chromespinelids is demonstrated on a triangular prism diagram.

Key words: Moon, Soviet automatic stations, Lunar regolith, Mare Fecunditatis, sea of Crises, anorthite, clinopyroxen, olivine, ilmenite, olivine gabbro

Recommended citation: Makeyev A.B., Bryanchaninova N.I. (2021). Typomorphism of rock-forming minerals of Lunar regolith, Luna-16, -20, -24: comparison of sea vs continent vs sea. *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 94–105. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.10>

Acknowledgments

The authors are grateful to A.A. Viryus and L.O. Magasina for their help in analytical research and to the reviewers for helpful discussion of the work.

References

- Barsukov V.L. (1977). Preliminary data for the regolith core brought to Earth by the automatic lunar station Luna 24. *Proc. 8th Moon Sci. Conf.*, pp. 3303–3318. (In Russ.)
- Bell P.M., Mao H.K., Hazen R.M. and Mao A.L. (1978). Luna 24 sample from Mare Crisium: New structural features in lunar glasses from the study of crystal-field spectra. In: *Mare Crisium: The view from Luna 24*. Eds. Merrill R.B. and Papike J.J. N.Y.: Pergamon Press, pp. 265–280.
- Bogatikov O.A. (1979). Anortozity [Anorthosites]. Moscow: Nauka, 232 p. (In Russ.)
- Bogatikov O.A., Makeyev A.B. (2012). Features of the Mineralogy of the Lunar regolith, Luna-24. *Proc. 13 Int. Conf.: Physical-chemical and petrophysical research in Earth Sciences*. Moscow, pp. 39–42. (In Russ.)
- Fronde J.W. (1978). Mineralogiya Luny [Lunar Mineralogy]. Moscow: Mir, 333 pp. (In Russ.)
- Haggerty S.E. (1979). Moon-20: chemistry of minerals – spinel, pleonast, chromite, ulvöspinel, ilmenite and rutile. Soil from the mainland region of the moon. Moscow: Nauka, pp. 267–277. (In Russ.)
- Khisina N.R. (1987). Subsolidus transformations of solid solutions of rock-forming minerals. Moscow: Nauka. 207 pp. (In Russ.)
- Khisina N.R., Makarov E.S. (1977). Cation distribution and exsolution in the Luna-20 pyroxenes as the chronological indicator of their thermal history. *Earth, Moon, and Planets*, 17(2), pp. 149–165. <https://doi.org/10.1007/BF00640905>
- Khisina N.R., Wirth R., Abart R., Rhede D., Heinrich W. (2013). Oriented chromite-diopside symplectic inclusions in olivine from lunar regolith delivered by “Luna-24”. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 104, pp. 84–98. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.050>
- Krivolutskaya N.A., Bryanchaninova N.I. (2011). Olivines of Igneous Rocks. *Russian Journal of General Chemistry*, 81(6), pp. 1302–1314. <https://doi.org/10.1134/S1070363211060363>
- Lunar soil from Mare Crisium [Lunnyi grunt iz morya Krizisov]. (1980). Moscow: Nauka, 360 pp. (In Russ.)
- Magmatism of the Earth and the Moon: Experience of comparative analysis [Magmatizm Zemli i Luny: opyt sravnitel'nogo analiza]. (1990). Moscow: Nauka, 211 pp. (In Russ.)
- Makeyev A.B. (2006). Typomorphic features of Cr-spinals and mineralogical prospecting guides for Cr ore mineralization. *Russian Journal of Earth Sciences*, 8(3), pp. 1–19. <http://dx.doi.org/10.2205/2006ES000196>
- Makeyev A.B. (2013). Lunar chromespinelids from the regolith of Luna-16, -20, -24. *Modern problems of theoretical, experimental and applied Mineralogy (Yushkin readings–2013): Proc. Mineralogical Seminar*. Syktyvkar: Institute of Geology, Komi science center UB RAS, pp. 97–99. (In Russ.)
- Makeyev A.B., Bryanchaninova N.I. (1999). Topomineralogiya ultrabazitov Polynarnogo Urala [Typomineralogy of Ultrabasites of the Polar Urals]. St. Petersburg: Nauka, 252 p. (In Russ.)
- Makeyev A.B., Bryanchaninova N.I. (2012). Mineral composition of basalts of the Volsko–Vymskaya ridge (Middle Timan). *Crystalline and solid non-crystalline state of mineral matter: Proc. Mineralogical Seminar*. Syktyvkar: Geoprint, pp. 281–283. (In Russ.)
- Makeyev A.B., Kriulina G.Yu. (2012). Metal Films on the Surface and within Diamond Crystals from Arhangelskaya and Yakutian Diamond Provinces. *Geology of Ore Deposits*, 54(8), pp. 663–673. <https://doi.org/10.1134/S1075701512080107>
- Makeyev A.B., Lutoev V.P., Vtorov I.P., Bryanchaninova N.I., Makavetskaya A.R. (2020). Composition and spectroscopy of olivine xenocrysts from the Hawaiian tholeiitic basalts. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki*, 162(2), pp. 253–273. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2020.2.253-273> (In Russ.)
- Malysheva T.V. (1980). NGR-spectroscopy of regolith samples from Mare Crisium. *Lunar soil from Mare Crisium*. Moscow: Nauka, pp. 300–308. (In Russ.)
- Mokhov A.V., Kartashov P.M., Bogatikov O.A. (2007). Luna pod mikroskopom: novye dannye po mineralogii Luny: Atlas [The Moon under the microscope: new data on the moon's Mineralogy: Atlas]. Moscow: Nauka, 127 pp. (In Russ.)
- Regolith from the highland region of the Moon [Grunt iz materikovogo raiona Luny]. (1979). Moscow: Nauka, 708 pp. (In Russ.)
- Prissel T.C., Parman S.W., Jackson C.R.M., et al. (2014). Pink Moon: The petrogenesis of pink spinel anorthosites and implications concerning Mg-suite magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, pp. 144–156. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.027>
- Saal A.E., Haur E.H., Lo Cascio M., Van Orman J.A., Rutherford M.J. and Cooper R.F. (2008). The Volatile Content of the Lunar Volcanic Glasses: Evidence for the Presence of Water in the Moon's Interior. *Nature*, 454, pp. 192–195. <https://doi.org/10.1038/nature07047>
- Taylor G.J., Warner R.D. and Keil K. (1978). VLT mare basalts: Impact mixing, parent magma types, and petrogenesis. In: *Mare Crisium: The view from Luna 24*. Eds. Merrill R.B. and Papike J.J. Pp. 357–370.
- The Moon – A new appraisal from space missions and laboratory analyses (1977). London: The Royal Society, 606 p.

About the Authors

Alexander B. Makeyev – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Leading Researcher, Laboratory of Ore Deposits Geology, Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences
35, Staromonetny Lane, Moscow, 119017, Russian Federation
e-mail: abmakeev@igem.ru

Nataliya I. Bryanchaninova – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences
7, Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russian Federation

Manuscript received 22 January 2021;

Accepted 12 March 2021;

Published 30 March 2021

Идентификация поля проницаемости трёхмерного пласта с использованием результатов геофизических исследований скважин

А.В. Елесин*, А.Ш. Кадырова, А.И. Никифоров

Институт механики и машиностроения - обособленное структурное подразделение ФИЦ КазНЦ РАН, Казань, Россия

Рассматривается модельная задача идентификации поля проницаемости трёхмерного пласта, вскрытого большим числом скважин, в условиях стационарной однофазной фильтрации жидкости. Поле проницаемости определяется в процессе решения обратной коэффициентной задачи по известным значениям забойного давления на скважинах. Алгоритм решения задачи строится так, чтобы сохранялись коэффициенты пропорциональности проницаемости слоёв на скважинах, полученные по результатам геофизических исследований. Исследуется влияние различного вида погрешностей на результаты идентификации.

Ключевые слова: обратная коэффициентная задача, идентификация поля проницаемости, сплайн-функция

Для цитирования: Елесин А.В., Кадырова А.Ш., Никифоров А.И. (2021). Идентификация поля проницаемости трёхмерного пласта с использованием результатов геофизических исследований скважин. *Георесурсы*, 23(1), с. 106–111. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.11>

Введение

При численном моделировании процесса фильтрации в трёхмерном пласте должны быть известны значения проницаемости в каждой его точке. С помощью геофизических методов исследования скважин (ГИС) можно оценить значения проницаемости только в при-скважинных областях. При истолковании результатов ГИС используются теоретические и эмпирические корреляционные связи между измеряемыми геофизическими параметрами и коллекторскими свойствами породы. Данные, полученные при анализе керна, являются исходными для построения петрофизических зависимостей и корректировки результатов ГИС. Основным фактором, определяющим проницаемость пород, является структура порового пространства, характеризующая удельной пористостью пор, формой и размерами поровых каналов. Обычно коэффициент проницаемости определяется по коэффициенту пористости либо по формулам, аналогичным формуле Козени-Кармана, либо по номограммам и палеткам (Ромм, 1985; Дахнов, 1985). Для разных типов пород имеются свои эмпирические зависимости коэффициента проницаемости от геофизических параметров. Точность определения коэффициента проницаемости горных пород геофизическими методами во многом зависит от того, насколько изучаемый коллектор по структуре и минеральному составу тождествен коллектору, для которого составлен тот или иной определительский график (Дахнов, 1985). Данные, полученные геофизическими методами исследования пластовой системы, могут служить априорной информацией для построения фильтрационных моделей, при этом корректироваться тем или иным способом. В частности, они могут служить

основой при решении обратных коэффициентных задач. Различные методы решения обратных коэффициентных задач приведены в работах (Oliver et al., 2008; Sun, 1994; Закиров, 2001; Булыгин, Булыгин, 1996; Голубев и др., 1978; Зиновьев, 1984; Степанов, 2005; Neuman, Carrera, 1986; Yeh, 1986; Елесин и др., 2009; Elesin, Kadyrova, 2017; Елесин и др., 2018). Эти методы можно разделить на две группы: явные и неявные. Значения идентифицируемых параметров в явных методах вычисляются из решения нелинейной системы уравнений, при этом поле давлений считается известным. В неявных методах значения давления известны только в отдельных точках пласта, и для построения поля параметров используются различные итерационные процедуры. В данной работе определяется поле проницаемости всего пласта по известным значениям забойного давления на скважинах в условиях однофазной стационарной фильтрации. Для этого решается обратная коэффициентная задача для уравнения фильтрации, которая сводится к задаче минимизации функции невязки. Функция невязки строится по значениям забойного давления на скважинах. В такой постановке число идентифицируемых параметров не должно превышать числа известных значений забойного давления на скважинах. Это является необходимым условием единственности решения обратной коэффициентной задачи. Уменьшение числа идентифицируемых параметров называется параметризацией (Oliver et al., 2008; Sun, 1994; Закиров, 2001). Различные методы параметризации можно разделить на две группы – стохастические (Zakirov et al., 2017; Shiryayev et al., 2019; Швидлер, 1985) и детерминированные. В стохастических методах проницаемость трактуется как случайное поле и характеризуется функцией распределения, средним, дисперсией и т.д. При детерминированном подходе строятся различные аппроксимации поля проницаемости. Например, кусочно-постоянная аппроксимация, при которой пласт разбивается на зоны однородности,

* Ответственный автор: Андрей Викторович Елесин
e-mail: elesin@imm.knc.ru

© 2021 Коллектив авторов

границы которых, как правило, считаются известными. Или поле проницаемости может быть аппроксимировано по значениям проницаемости в отдельных точках пласта. В данной работе поле проницаемости трёхмерного пласта аппроксимируется послойно-двухмерно. Предполагается, что пласт состоит из слоёв с различной проницаемостью. Проницаемость каждого слоя восстанавливается в виде сплайн-функции с узлами интерполяции расположенными на скважинах. Использование сплайн-функции позволяет выполнить пересчет поля проницаемости на любую расчетную сетку, получать гладкие поля проницаемости при небольшом числе идентифицируемых параметров, при этом нет существенных ограничений на расположение узловых точек сплайна. Значения проницаемости слоёв в прискважинных областях, полученные геофизическими методами, используются в качестве априорной информации. Процесс решения строится так, чтобы для каждой прискважинной области относительное изменение коэффициента проницаемости в слоях было одним и тем же. Это является следствием предположения о том, что относительная погрешность геофизических методов определения проницаемости на скважине одинакова для различных слоёв пласта. Другие способы использования априорной информации о значениях идентифицируемых параметров можно найти в работах (Oliver et al., 2008; Sun, 1994; Elesin, Kadyrova, 2017). Как правило, априорные значения идентифицируемых параметров используются для построения регуляризирующего функционала по методу Тихонова (Тихонов, Арсенин, 1979). В работе (Панарина и др., 2016) известное априори соотношение проницаемостей пластов используется для оценки проницаемостей одной прискважинной области.

Предложенный подход используется для решения модельной задачи идентификации поля проницаемости пласта, вскрытого большим числом добывающих скважин. Истинное (восстанавливаемое) поле проницаемости строится методом «kriging» по значениям проницаемости в узлах вспомогательной квадратной сетки. В качестве априорной информации используются истинные значения проницаемости на скважинах, умноженные на некоторую константу, свою для каждой скважины. Исследуется влияние на результаты вычислений различного вида погрешностей, вводимых в значения забойного давления на скважинах и в априорные значения проницаемости. Дополнительную погрешность вносит в задачу использование для истинного и вычисленного полей проницаемости разных методов интерполяции и используемых узлов интерполяции. Таким образом, вычисленное поле проницаемости всегда будет отличаться от истинного, и можно оценить влияние погрешности интерполяции на результаты идентификации.

Постановка задачи

Однофазная стационарная фильтрация жидкости в трёхмерном пласте Ω , подчиняющаяся закону Дарси, описывается уравнением (Азиз, Сеттари, 1982):

$$\nabla \left(\frac{k}{\mu} \nabla p \right) = Q, \quad (1)$$

где $k = k(x, y, z)$ – коэффициент проницаемости, μ – вязкость жидкости, $p = p(x, y, z)$ – давление, $Q = Q(x, y, z)$ – функция источников и стоков. На боковой поверхности Γ_1 пласта

Ω задаются граничные условия первого рода:

$$p|_{\Gamma_1} = p_\Gamma, \quad (2)$$

кровля и подошва пласта непроницаемы.

В данной работе для определения поля давления уравнение фильтрации (1) сводится к системе линейных алгебраических уравнений методом контрольных объёмов. Далее полученная система решается методом сопряженных градиентов с предобуславливанием в виде неполного разложения Холецкого (Голуб, Ван Лоун, 1999; Larabi, De Smedt, 1994).

Для определения поля давления должны быть известны значения проницаемости в каждом контрольном объёме. Определение поля проницаемости является обратной коэффициентной задачей, которая сводится к задаче минимизации функции невязки вида:

$$J(k) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^N (p_{wi} - p_{wi}^*)^2, \quad (3)$$

где p_{wi}^* , p_{wi} – заданные и вычисленные из решения системы (1)–(2), значения забойного давления, N – число скважин. Для минимизации функции невязки (3) используется метод Левенберга-Марквардта (Дэннис, Шнабель, 1988). Остановка процесса минимизации происходит либо по достижению заданной точности по значениям давления на скважинах: $\max_{i=1, N} |p_{wi} - p_{wi}^*| < 0,01 \text{ МПа}$, либо по медлен-

ной сходимости процесса минимизации: $J^n - J^{n+1} < 0,01 J^n$ в течение 3 итераций, где n – номер итерации.

При решении задачи идентификации поле проницаемости трёхмерного пласта аппроксимируется послойно-двухмерно. Пласт состоит из слоев, значения проницаемости каждого слоя не меняются по толщине $k(x, y, z) = k_j(x, y)$ и представляются в виде сплайн-функции (Ашкеназы, 2003):

$$k_j(x, y) = \sum_{i=1}^N c_i r_i^2 \ln r_i^2 + c_{N+1} + c_{N+2}x + c_{N+3}y, \quad (4)$$

где j – номер слоя, $r_j^2 = (x - x_j)^2 + (y - y_j)^2$, (x_j, y_j) – координаты скважин. Коэффициенты c_i , $i = 1, N+3$, определяются из решения системы уравнений:

$$k_j(x_i, y_i) = k_{ji}, \quad i = 1, N; \quad \sum_{i=1}^N c_i = 0; \quad \sum_{i=1}^N x_i c_i = 0; \quad \sum_{i=1}^N y_i c_i = 0,$$

где k_{ji} значения проницаемости на i -ой скважине в j -ом слое. Значения проницаемости на скважинах вычисляются по формуле:

$$k_{ji} = \lambda_i k_{ji}^a, \quad (5)$$

где λ_i – неизвестные коэффициенты, k_{ji}^a – априорные значения проницаемости на скважинах для каждого слоя, j – номер слоя, i – номер скважины.

При использовании такой аппроксимации проницаемости в процессе идентификации требуется определить N коэффициентов λ_i .

Модельная задача

Рассматривается пласт Ω с размерами $6000 \text{ м} \times 6000 \text{ м}$ в плоскости Oxy . Пласт состоит из 8 слоёв, толщины слоёв 5 м, 5 м, 5 м, 5 м, 2 м, 5 м, 15 м, 30 м, начиная от кровли пласта. Пласт вскрыт равномерно расположенными добывающими скважинами с дебитами $150 \text{ м}^3/\text{сут}$ (число скважин $N = 121$, расстояние между скважинами 500 м). Часть скважин вскрывает 3 слой пласта (рис. 1), часть – 6

слоя пласта (рис. 2). Радиус скважин 0,1 м. На боковой поверхности пласта задано давление 20 МПа. Кровля и подошва пласта непроницаемы. Вязкость жидкости 10 мПа·с. При аппроксимации уравнения (1) в качестве контрольных объёмов используются прямоугольные параллелепипеды размерами 50 м × 50 м × толщина слоя. Общее число контрольных объёмов $L = 115200$. Модельная задача строится следующим образом. Для каждого слоя пласта по значениям в узлах квадратной сетки с шагом 1500 м методом «kriging» строится истинное поле проницаемости k^{tr} (рис. 1, 2). Значения проницаемости в узлах сетки для каждого слоя генерируются случайным образом: для слоёв 1, 3, 4, 6, 7, 8 – из интервала от 0,1 мкм² до 5 мкм², для слоёв 2 и 5 – на порядок меньше: из интервала от 0,01 мкм² до 0,5 мкм². Максимальное значение проницаемости 5 мкм² практически не встречается в реальных задачах и используется в модельной задаче для увеличения диапазона различных значений проницаемости. Из решения системы (1)–(2) для поля k^{tr} определяются поле давления p^{tr} и значения забойного давления на скважинах p_{wi}^{tr} . Значения забойного давления на скважинах вычисляются по формуле Писмана (Reasman, 1978). Далее поле проницаемости $k(x, y, z)$ считается неизвестным и восстанавливается по известным значениям забойного давления и известным априорным значениям проницаемости на скважинах

$p_{wi}^* = p_{wi}^{tr} + \varepsilon_p$, $k_{ji}^a = k_{ji}^0(1 + \varepsilon_{ji})$, где j – номер слоя, i – номер скважины, $\varepsilon_p, \varepsilon_{ji}$ – генерируемые случайным образом погрешности из заданных интервалов по равномерному закону распределения. На практике при использовании скважинных манометров точность измерения давлений зависит от верхнего предела манометра и его класса точности. Например, для класса точности 0,4 и верхнего предела 30 МПа погрешность измерения давления не должна превышать 0,12 МПа.

Начальные значения проницаемости для первого слоя были взяты равными 2,5 мкм², для остальных слоёв эти значения рассчитывались по коэффициентам пропорциональности проницаемости слоёв на скважинах, полученными по полю k^{tr} . Для сравнения вычисленных полей проницаемости $k^c(x, y, z)$ и давления $p^c(x, y, z)$ с истинными полями приводятся значения среднеквадратических и максимальных отклонений:

$$\Delta K_{av}^\alpha = \sqrt{\sum_{i=1}^M (k_i^{tr} - k_i^c)^2} / M, \Delta p_{av}^\alpha = \sqrt{\sum_{i=1}^M (p_i^{tr} - p_i^c)^2} / M,$$

$$\Delta K_{\max}^\alpha = \max_{i=1, M} |k_i^{tr} - k_i^c| \text{ и } p_{\max}^\alpha = \max_{i=1, M} |p_i^{tr} - p_i^c|$$

по всем контрольным объёмам сетки ($M = L$, $\alpha = \text{all}$) и по скважинам ($M = N$, $\alpha = w$). На рис. 1, 2 показаны истинное

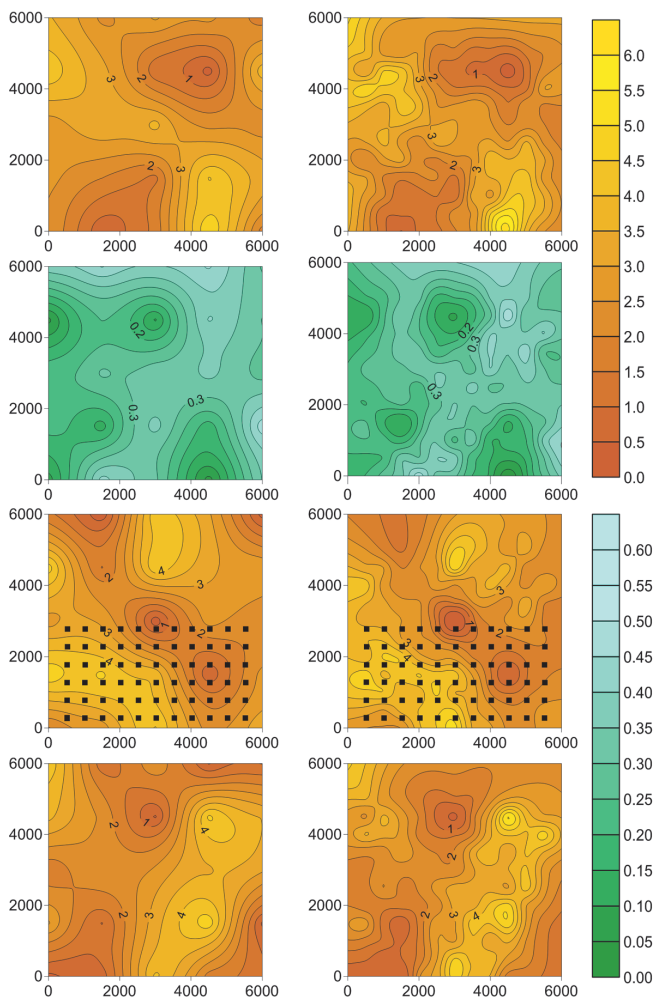


Рис. 1. Истинное (слева) и вычисленное с погрешностями $|\varepsilon_i|, |\varepsilon_{ji}| \in (0,05; 0,1)$ (справа) поля проницаемости по слоям 1–4, нумерация слоёв сверху вниз. ■ – положение скважин, вскрывающих 3-й слой пласта.

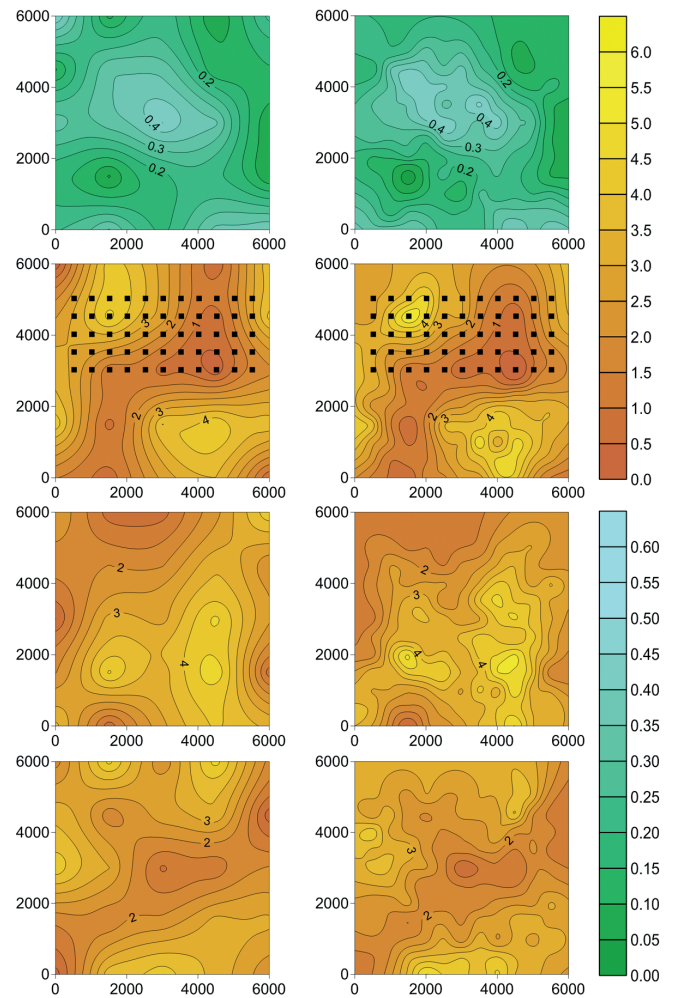


Рис. 2. Истинное (слева) и вычисленное с погрешностями $|\varepsilon_i|, |\varepsilon_{ji}| \in (0,05; 0,1)$ (справа) поля проницаемости по слоям 5–8, нумерация слоёв сверху вниз. ■ – положение скважин, вскрывающих 6-й слой пласта.

и вычисленное поля проницаемости по слоям для задачи с погрешностями $|\varepsilon_i|, |\varepsilon_{ji}| \in (0,05; 0,1)$. Относительные отклонения $\Delta K_i = |k_i^r - k_i^c|/k_i^r, i = 1, L$, вычисленных значений проницаемости от истинных для задачи без погрешности в замерах забойного давления и в априорных значениях проницаемостей ($\varepsilon_i = 0, \varepsilon_{ji} = 0$), приведены на рис. 3.

Результаты, полученные без погрешностей и с тремя вариантами погрешностей только в значениях забойного давления ($|\varepsilon_i| \in (0,0005; 0,001), (0,005; 0,01), (0,05; 0,1)$) приведены в табл. 1; с тремя вариантами погрешностей только в априорных значениях проницаемости ($|\varepsilon_{ji}| \in (0,0005; 0,001), (0,005; 0,01), (0,05; 0,1)$) – в табл. 2; с погрешностями и в значениях забойного давления и в априорных значениях проницаемостей – в табл. 3.

Из приведенных результатов видно, что при отсутствии погрешностей в значениях забойного давления и в априорных значениях проницаемости ($\varepsilon_i = 0, \varepsilon_{ji} = 0$), но при наличии погрешности интерполяции, обусловленной разными методами интерполяции истинного и вычисленного полей проницаемости, вычисленное поле давлений как на скважинах, так и во всем пласте близко к истинному. Значения проницаемости на скважинах также близки к истинным. Максимальная разница между вычисленными и истинными значениями проницаемости наблюдается вблизи границ пласта (рис. 3). Также эта разница увеличивается в межскважинном пространстве, содержащем локальный максимум или минимум истинного поля проницаемости. Как показывают приведенные в табл. 1–3 значения ΔK_{av}^{all} и ΔK_{max}^{all} наличие погрешностей из выбранных диапазонов в значениях забойного давления и в априорных значениях проницаемости меньше влияют на вычисленное поле проницаемости по сравнению с погрешностью интерполяции. При уменьшении величины погрешностей $\varepsilon_i, \varepsilon_{ji}$ вычисленные значения проницаемости как в прискважинных областях, так и по всему пласту приближаются к значениям, вычисленным без этих погрешностей. При небольших значениях погрешности $|\varepsilon_i|, |\varepsilon_{ji}| \in (0,0005; 0,001)$ достигается заданная точность давления на скважинах, вычисленные поля давления и проницаемости практически совпадают с полями, вычисленными без этих погрешностей ($\varepsilon_i = 0, \varepsilon_{ji} = 0$).

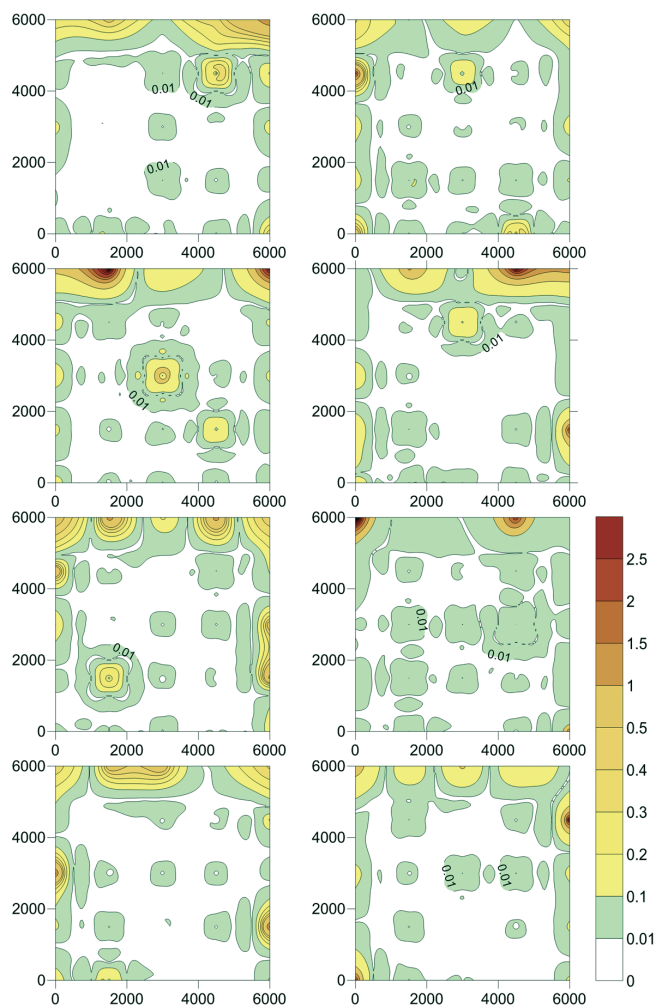


Рис. 3. Относительные отклонения вычисленных значений проницаемости от истинных. Нумерация слоёв слева направо, сверху вниз.

Заключение

Построен алгоритм решения задачи идентификации поля проницаемости трёхмерного пласта с использованием аппроксимации в виде сплайн-функции и априорной информации о проницаемости на скважинах, которая в

Погрешность [МПа]	ΔK_{av}^{all} [мкм ²]	ΔK_{max}^{all} [мкм ²]	ΔK_{av}^w [мкм ²]	ΔK_{max}^w [мкм ²]	r_{av}^{all} [МПа]	r_{max}^{all} [МПа]	r_{max}^w [МПа]
$\varepsilon_i = 0, \varepsilon_{ji} = 0$	0,195	2,401	0,008	0,063	0,004	0,020	0,006
$ \varepsilon_i \in (0,0005; 0,001)$	0,195	2,407	0,008	0,065	0,004	0,020	0,005
$ \varepsilon_i \in (0,005; 0,01)$	0,199	2,494	0,020	0,010	0,005	0,022	0,015
$ \varepsilon_i \in (0,05; 0,1)$	0,250	2,731	0,184	1,021	0,011	0,103	0,103

Табл. 1. Результаты, полученные без погрешностей и с погрешностями в значениях забойного давления

Погрешность [МПа]	ΔK_{av}^{all} [мкм ²]	ΔK_{max}^{all} [мкм ²]	ΔK_{av}^w [мкм ²]	ΔK_{max}^w [мкм ²]	r_{av}^{all} [МПа]	r_{max}^{all} [МПа]	r_{max}^w [МПа]
$\varepsilon_i = 0, \varepsilon_{ji} = 0$	0,195	2,401	0,008	0,063	0,004	0,020	0,006
$ \varepsilon_{ji} \in (0,0005; 0,001)$	0,195	2,418	0,008	0,064	0,004	0,021	0,006
$ \varepsilon_{ji} \in (0,005; 0,01)$	0,198	2,511	0,024	0,104	0,004	0,020	0,006
$ \varepsilon_{ji} \in (0,05; 0,1)$	0,261	2,319	0,217	0,797	0,007	0,025	0,001

Табл. 2. Результаты, полученные без погрешностей и с погрешностями в априорных значениях проницаемости

Погрешность [МПа]	ΔK_{av}^{all} [мкм ²]	ΔK_{max}^{all} [мкм ²]	ΔK_{av}^w [мкм ²]	ΔK_{max}^w [мкм ²]	r_{av}^{all} [МПа]	r_{max}^{all} [МПа]	r_{max}^w [МПа]
$\varepsilon_i = 0, \varepsilon_{ji} = 0$	0,195	2,401	0,008	0,063	0,004	0,020	0,006
$ \varepsilon_i , \varepsilon_{ji} \in (0,0005; 0,001)$	0,195	2,415	0,008	0,066	0,004	0,020	0,007
$ \varepsilon_i , \varepsilon_{ji} \in (0,005; 0,01)$	0,195	2,430	0,030	0,131	0,004	0,020	0,016
$ \varepsilon_i , \varepsilon_{ji} \in (0,05; 0,1)$	0,310	2,756	0,307	1,190	0,010	0,099	0,100

Табл. 3. Результаты, полученные без погрешностей и с погрешностями в значениях забойного давления и априорных значениях проницаемости

реальных задачах может быть получена методами геофизических исследований прискважинных областей. Для демонстрации предложенного подхода решена модельная задача идентификации поля проницаемости пласта, вскрытого большим числом добывающих скважин, в условиях однофазной стационарной фильтрации жидкости.

Исследовано влияние погрешностей интерполяции, погрешностей в замерах забойного давления и в априорных значениях проницаемостей на решение задачи. Полученные результаты показывают, что вычисленные поля проницаемости хорошо согласуются с истинными. Максимальная разница между вычисленными и истинными значениями проницаемости наблюдается вблизи границ пласта. Погрешности в значениях забойного давления и в априорных значениях проницаемости меньше влияют на вычисленное поле проницаемости по сравнению с погрешностью интерполяции. При уменьшении погрешностей в замерах забойного давления и в априорных значениях проницаемостей, вычисленные значения проницаемости как в прискважинных областях, так и по всему пласту приближаются к значениям, полученным без этих погрешностей.

Литература

- Азиз Х., Сеттари Э. (1982). Математическое моделирование пластовых систем. М.: Недра, 407 с.
- Ашкеназы В.О. (2003). Сплайн-поверхности: Основы теории и вычислительные алгоритмы. Тверь: Тверской гос. ун-т, 82 с.
- Булыгин Д.В., Булыгин В.Я. (1996). Геология и имитация разработки залежей нефти. М.: Недра, 382 с.
- Голубев Г.В., Данилаев П.Г., Тумашев Г.Г. (1978). Определение гидропроводности неоднородных нефтяных пластов нелокальными методами. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 168 с.
- Дахнов В.Н. (1985). Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения горных пород. Москва: Недра, 310 с.
- Голуб Дж., Лоун Ч. Ван. (1999). Матричные вычисления. М.: Мир, 548 с.
- Дэннис Дж., Шнабель Р. (1988). Численные методы безусловной оптимизации и решения нелинейных уравнений. М.: Мир, 440 с.
- Елесин А.В., Кадырова А.Ш., Мазуров П.А. (2009). Двухшаговые методы Леверберга-Марквардта в задаче идентификации коэффициента фильтрации. *Георесурсы*, 32(4), с. 40–42.
- Елесин А.В., Кадырова А.Ш., Никифоров А.И. (2018). Определение поля проницаемости пласта по замерам давления на скважинах с использованием сплайн-функции. *Георесурсы*, 20(2), с. 102–107.
- Закиров Э.С. (2001). Трехмерные многофазные задачи прогнозирования, анализа и регулирования разработки месторождений нефти и газа. М.: Грааль, 303 с.
- Зиновьев Н.П. (1984). Идентификация гидропроводности в случае упругого режима фильтрации в нефтяном пласте. *Исслед. по прикл. матем.*, 11, ч. 2, с. 78–84.
- Панарина Е.П., Мельников С.И., Кременецкий М.И. (2016). Индивидуальная оценка параметров совместно эксплуатируемых пластов на основе динамического анализа геофизических и гидродинамических исследований. *Каротажник*, 2(260), с. 45–56.
- Ромм Е.С. (1985). Структурные модели порового пространства горных пород. Л.: Недра, 240 с.

Степанов С.В. (2005). Адаптация гидродинамической модели нефтяной залежи на основе решения вариационных задач. *Математическое моделирование*, 17(12), с. 110–118.

Тихонов А.П., Арсенин В.Я. (1979). Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 288 с.

Швидлер М.И. (1985). Статистическая гидродинамика пористых сред. М.: Недра, 288 с.

Carrera J., Newman Sh.P. (1986). Estimation of Aquifer Parameters Under Transient and Steady State Conditions: 3. Application to Synthetic and Field Data. *Water Resour. Res.*, 22(2), pp. 228–242.

Elesin A.V., Kadyrova A.Sh. (2017). The Levenberg-Marquardt Method in the Problem of Identifying the Absolute Penetrability Coefficient of a Bed Under Conditions of Two-Phase Filtration. *Journal of Engineering Physics and Thermophysics*, 90(6), pp. 1362–1368.

Larabi A., De Smedt F. (1994). Solving three-dimensional hexahedral finite element groundwater models by preconditioned conjugate gradient methods. *Water Resour. Res.*, 30(2), pp. 509–521.

Oliver D.S., Reynolds A.C., Liu N. (2008). Inverse Theory for Petroleum Reservoir Characterization and History Matching. New York: Cambridge University Press, 394 p.

Peaceman D.W. (1978). Interpretation of well block pressures in numerical reservoir simulation. *Soc. Petrol. Eng. Journal*, 18(3), pp. 183–194.

Shiryaev I.M., Zakirov E.S., Indrupskiy I.M. (2019). Study of geologically consistent history matching peculiarities by means of gradient-free optimization methods. *IOP Journal of Physics: Conference Series*, 1391, 012146.

Sun N.-Z. (1994). Inverse Problems in Groundwater Modeling. Kluwer Acad., Dordrecht, Netherlands, 337 p.

Yeh W.W.-G. (1986). Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology: The inverse problem. *Water Resour. Res.*, 22(2), pp. 95–108.

Zakirov E.S., Indrupskiy I.M., Liubimova O.V. et al. (2017). Geostatistically consistent history matching of 3D oil-and-gas reservoir models. *Doklady Earth Sciences*, 476(2), pp. 1120–1124.

Сведения об авторах

Андрей Викторович Елесин – канд. физ.-мат. наук, старший научный сотрудник лаборатории математического моделирования гидрогеологических процессов, Институт механики и машиностроения - обособленное структурное подразделение ФИЦ КазНЦ РАН

Россия, 420111, Казань, ул. Лобачевского, д.2/31

Альфия Шамильевна Кадырова – канд. физ.-мат. наук, старший научный сотрудник лаборатории математического моделирования гидрогеологических процессов, Институт механики и машиностроения - обособленное структурное подразделение ФИЦ КазНЦ РАН

Россия, 420111, Казань, ул. Лобачевского, д.2/31

Анатолий Иванович Никифоров – доктор физ.-мат. наук, главный научный сотрудник лаборатории математического моделирования процессов фильтрации, Институт механики и машиностроения - обособленное структурное подразделение ФИЦ КазНЦ РАН

Россия, 420111, Казань, ул. Лобачевского, д.2/31

Статья поступила в редакцию 11.06.2020;

Принята к публикации 25.11.2020; Опубликовано 30.03.2021

Identification of the permeability field for three-dimensional reservoir using the results of geophysical well survey

A.V. Elesin*, A.Sh. Kadyrova, A.I. Nikiforov

Institute of Mechanics and Engineering, FRC Kazan Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Kazan, Russian Federation

*Corresponding author: Andrey V. Elesin, e-mail: elesin@imm.knc.ru

Abstract. A model problem of the permeability field identification for a three-dimensional reservoir opened by a large number of wells in the conditions of stationary single-phase fluid filtration is considered. The permeability field is determined in the process of solving the inverse coefficient problem by on known values of bottomhole pressure. The solving problem algorithm is constructed so that the proportionality coefficients of the layers permeability on wells obtained from the results of geophysical well survey are preserved. The influence of various types of errors on the identification results is studied.

Keywords: inverse problem, permeability identification, spline-function

Recommended citation: Elesin A.V., Kadyrova A.Sh., Nikiforov A.I. (2021). Identification of the permeability field for three-dimensional reservoir using the results of geophysical well survey. *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 106–111. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.11>

References

- Ashkenazy V.O. (2003). Spline Surfaces: Fundamentals of Theory and Computational Algorithms. Tver: Tverskoi gos. un-t., 82 p. (In Russ.)
- Aziz Kh., Settari E. (1982). Petroleum Reservoir Simulation. Moscow: Nedra, 407 p. (In Russ.)
- Bulygin D.V., Bulygin V.Ya. (1996). Geology and simulation of oil reservoir development. Moscow: Nedra, 382 p. (In Russ.)
- Carrera J., Newman Sh.P. (1986). Estimation of Aquifer Parameters Under Transient and Steady State Conditions: 3. Application to Synthetic and Field Data. *Water Resour. Res.*, 22(2), pp. 228–242.
- Dakhnov V.N. (1985). Geophysical methods for determining reservoir properties and oil and gas saturation of rocks. Moscow: Nedra, 310 p. (In Russ.)
- Dennis J.E., Shnabel R. (1988). Numerical Methods for Unconstrained Optimization and Nonlinear Equations. Moscow: Mir, 440 p. (In Russ.)
- Elesin A.V., Kadyrova A.Sh. (2017). The Levenberg-Marquardt Method in the Problem of Identifying the Absolute Penetrability Coefficient of a Bed Under Conditions of Two-Phase Filtration. *Journal of Engineering Physics and Thermophysics*, 90(6), pp. 1362–1368.
- Elesin A.V., Kadyrova A.Sh., Mazuro P.A. (2009). The two-step Levenberg-Marquardt methods in hydraulic conductivity identification task. *Georesursy = Georesources*, 4(32), pp. 40–42. (In Russ.)
- Elesin A.V., Kadyrova A.Sh., Nikiforov A.I. (2018). Definition of the reservoir permeability field according to pressure measurements on wells with the use of spline function. *Georesursy = Georesources*, 20(2), pp. 102–107. <https://doi.org/10.18599/grs.2018.2.102-107>
- Golub G.H., Van Loan Ch. (1999). Matrix Computations. Moscow: Mir, 548 p. (In Russ.)
- Golubev G.V., Danilaev P.G., Tumashev G.G. (1978). Determination of hydraulic conductivity of heterogeneous oil reservoirs by non-local methods. Kazan: Kazan University, 168 p. (In Russ.)
- Larabi A., De Smedt F. (1994). Solving three-dimensional hexahedral finite element groundwater models by preconditioned conjugate gradient methods. *Water Resour. Res.*, 30(2), pp. 509–521.
- Oliver D.S., Reynolds A.C., Liu N. (2008). Inverse Theory for Petroleum Reservoir Characterization and History Matching. New York: Cambridge University Press, 394 p.
- Panarina E.P., Mel'nikov S.I., Kremenetskii M.I. (2016). Individual assessment of parameters of jointly operated formations based on dynamic analysis of geophysical and hydrodynamic studies. *Karotazhnik*, 2(260), pp. 45–56. (In Russ.)
- Peaceman D.W. (1978). Interpretation of well block pressures in numerical reservoir simulation. *Soc. Petrol. Eng. Journal*, 18(3), pp. 183–194.
- Romm E.S. (1985). Structural models of the pore space of rocks. Leningrad: Nedra, 240 p. (In Russ.)
- Shiryaev I.M., Zakirov E.S., Indrupskiy I.M. (2019). Study of geologically consistent history matching peculiarities by means of gradient-free optimization methods. *IOP Journal of Physics: Conference Series*, 1391, 012146.
- Shvidler M.I. (1985). Statistical hydrodynamics of porous media. Moscow: Nedra, 288 p. (In Russ.)
- Stepanov S.V. (2005). History matching of a hydrodynamics model of an oil bed on the basis of a variational problem solution. *Matematicheskoe modelirovanie*, 17(12), pp. 110–118. (In Russ.)
- Sun N.-Z. (1994). Inverse Problems in Groundwater Modeling. Kluwer Acad., Dordrecht, Netherlands, 337 p.
- Tikhonov A.P., Arsenin V.Ya. (1979). Methods for solving ill-posed problems. Moscow: Nauka, 288 p. (In Russ.)
- Yeh W.W-G. (1986). Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology: The inverse problem. *Water Resour. Res.*, 22(2), pp. 95–108.
- Zakirov E.S. (2001). Three-dimensional multiphase problems of forecasting, analyzing and regulating the development of oil and gas fields. Moscow: Graal, 303 p. (In Russ.)
- Zakirov E.S., Indrupskiy I.M., Liubimova O.V. et al. (2017). Geostatistically consistent history matching of 3D oil-and-gas reservoir models. *Doklady Earth Sciences*, 476(2), pp. 1120–1124.
- Zinoviev N.P. (1984). Identification of hydraulic conductivity in the case of an elastic filtration regime in an oil reservoir. *Issled. po prikl. matem.*, 11, part 2, pp. 78–84. (In Russ.)

About the Authors

Andrey V. Elesin – Cand. Sci. (Physics and Mathematics), Senior Researcher, Laboratory of Mathematical Modeling of Hydrogeological Processes, Institute of Mechanics and Engineering, FRC Kazan Scientific Center of the Russian Academy of Sciences

2/31, Lobachevsky st., Kazan, 420111, Russian Federation
e-mail: elesin@imm.knc.ru

Alfiya Sh. Kadyrova – Cand. Sci. (Physics and Mathematics), Senior Researcher, Laboratory of Mathematical Modeling of Hydrogeological Processes, Institute of Mechanics and Engineering, FRC Kazan Scientific Center of the Russian Academy of Sciences

2/31, Lobachevsky st., Kazan, 420111, Russian Federation

Anatoly I. Nikiforov – Dr. Sci. (Physics and Mathematics), Chief Researcher, Laboratory of Mathematical Modeling of Hydrogeological Processes, Institute of Mechanics and Engineering, FRC Kazan Scientific Center of the Russian Academy of Sciences

2/31, Lobachevsky st., Kazan, 420111, Russian Federation

Manuscript received 11 June 2020;

Accepted 25 November 2020;

Published 30 March 2021

Исследование структуры околоскважинных зон на различных стадиях разработки засоленных коллекторов с текстурной смачиваемостью

Л.А. Гайдуков

АО «Мессояханефтегаз», Тюмень, Россия
e-mail: leonid68@inbox.ru

Проведено лабораторное и численное исследование механизмов, влияющих на структуру и физические свойства околоскважинной зоны добывающей скважины на различных этапах разработки засоленного пласта с текстурной смачиваемостью. Показано, что для объекта исследования характерно формирование сложнопостроенной околоскважинной зоны, структуру и динамическое изменение свойств которой определяют следующие специфические геолого-технологические эффекты: рассоление пласта, защемление привнесенной воды в поровом пространстве, разуплотнение и деформация наиболее промытых областей, выпадение твердого солевого осадка в момент прорыва высокоминерализованного фронта закачиваемой воды. Синергетическое влияние данных эффектов приводит к формированию сложных, в том числе немонотонных, профилей распределения проницаемости в околоскважинной зоне.

Ключевые слова: нефтяной пласт, околоскважинная зона, засоление, тектурная смачиваемость, проницаемость

Для цитирования: Гайдуков Л.А. (2021). Исследование структуры околоскважинных зон на различных стадиях разработки засоленных коллекторов с текстурной смачиваемостью. *Георесурсы*, 23(1), с. 112–117. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.12>

Введение

Известно, что структура околоскважинной зоны оказывает определяющее влияние на продуктивность скважин и показатели разработки пласта в целом (Зайцев, Михайлов, 2004). При бурении, освоении и эксплуатации скважин в околоскважинной зоне происходит множество физических процессов, которые в разной степени влияют на ее физические свойства. В работах (Михайлов, Чирков, 2009) показано, что в общем фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) околоскважинной зоны являются функцией ряда факторов, которые динамически меняются во времени: скорость отложения мелких частиц на поверхности пор, высвобождение частиц, скорость уноса мелких частиц, скорость адсорбции жидкости, разбухание глин, скорость изменения размеров пор, закупорка поровых каналов, минералогический состав пористой среды, концентрация солей, смачиваемость породы, смачиваемость дисперсных частиц, депрессия на пласт, температура и т.д. В работе (Попов, 2019) делается вывод о том, что совокупный эффект от совместного проявления различных факторов не является аддитивным, а возникает особый синергетический эффект, не совпадающий с ранее установленными по отдельности закономерностями изменения природных свойств пласта.

Степень влияния каждого фактора на структуру околоскважинной зоны не может быть определена по универсальным методикам и требует индивидуальной проработки для искомой геолого-технологической обстановки. В некоторых случаях проявление специфических

и сопряженных с ними эффектов носит аномальный характер, и для их описания необходимо создание специализированных физико-математических моделей на базе комплексных лабораторных исследований керна и флюидов.

Объектом исследования настоящей статьи являются засоленные терригенные коллектора с текстурной смачиваемостью, локализованные преимущественно в Восточной Сибири и характеризующиеся проявлением ряда специфических геолого-технологических эффектов, приводящих к формированию сложнопостроенных околоскважинных зон с динамически меняющимися параметрами в процессе разработки пласта (рис. 1). Проведенное исследование доминирующих факторов и закономерностей, определяющих структуру и свойства околоскважинных зон, позволяет получить необходимую информацию для проектирования мероприятий по профилактике негативного воздействия на пласт и восстановлению продуктивности скважин.

Рассоление и капиллярное защемление техногенной воды

При бурении и освоении скважин в засоленных коллекторах, имеющих тектурную и преимущественно гидрофобную смачиваемость, при использовании буровых растворов и технических жидкостей на водной низкоминерализованной основе происходит процесс рассоления, который приводит к формированию вокруг скважины сложнопостроенной околоскважинной зоны. В случае, когда влияние техногенных процессов кольматации и деформации пласта незначительно, фильтрационные



Рис. 1. Схема расположения объекта исследования

свойства коллектора в околоскважинной зоне могут быть даже выше начальных. В работах (Воробьев и др., 2017; Гильманов и др., 2013; Гринченко и др., 2013) показано, что вымывание солей из образцов керна приводит к повышению пористости в 2.0–2.5 раза и увеличению проницаемости в сотни раз. В тоже время, известно, что в результате действия капиллярных сил часть привнесенной техногенной воды может защемляться в поровом пространстве коллектора после освоения скважины, что приводит к снижению фазовой проницаемости по нефти в околоскважинной зоне (Михайлов, Чумиков, 2010). Согласно экспериментальным исследованиям (Михайлов, 2006), количество техногенно сформированной остаточной воды зависит от коэффициента глинистости, минерализации воды, типа глин и химического состава фильтрующей воды, капиллярного числа и расстояния от скважины. Проведенные керновые исследования показали, что засоленные терригенные коллектора ряда месторождений Восточной Сибири представляют собой сложные гидродинамические системы с текстурной смачиваемостью (гидрофобные коллектора сложены преимущественно грубозернистыми осадками, характеризующимися большим радиусом поровых каналов 600–100 мкм, а гидрофильные в основном представлены мелкозернистым песчаником с радиусом пор в среднем 10–40 мкм). В связи с этим, механизм капиллярного защемления привнесенной техногенной воды для рассматриваемого класса коллекторов может являться доминирующим.

Проведенные в настоящей работе фильтрационные эксперименты на девяти экстрагированных единичных образцах терригенного керна (абсолютная проницаемость от 2 до 98 мД) одного из месторождений в Восточной Сибири с отсутствием содержания галита (в минералогическом составе присутствует только ангидрит, растворимость которого на два порядка ниже) показали, что в результате прокачки воды различной минерализации остаточная водонасыщенность в среднем возрастает на 0.35 д.ед. (в 2.7 раза относительно первоначальной). Проницаемость образцов по нефти снижается на 30–70 % относительно первоначальной, коэффициент восстановления проницаемости по нефти β лежит в широком диапазоне 19–73 %. Выявлено, что основным фактором снижения проницаемости по нефти (в среднем потери проницаемости составляют 48 %) является капиллярное защемление привнесенной в коллектор воды. Факторы минерализации агента

воздействия и времени контакта пласта с водой являются менее значительными (снижение проницаемости по нефти в среднем на 3 % и 6 %, соответственно). Форсированная обратная прокачка нефти (повышение скорости в 10 раз) позволяет снизить эффект капиллярного защемления на 15 % за счет изменения профиля водонасыщенности в интервале капиллярно-напорного режима фильтрации, но полностью его не снимает.

На рис. 2 представлены результаты проведенных фильтрационных экспериментов на пяти неэкстрагированных единичных образцах керна (абсолютная проницаемость от 0.1 до 1.4 мД) с содержанием галита 14–23 %. Для трех образцов эксперименты проводились на низкоминерализованной воде (красные кривые), для двух – на высокоминерализованной пластовой воде (синие кривые). Видно, что в результате прокачки высокоминерализованной пластовой воды проницаемость образцов по нефти снизилась на 25–45 % относительно первоначальной, при этом изменения структуры порового пространства (размыва галита) при прокачке не происходит. Таким образом, можно сделать вывод, что и в галитизированном

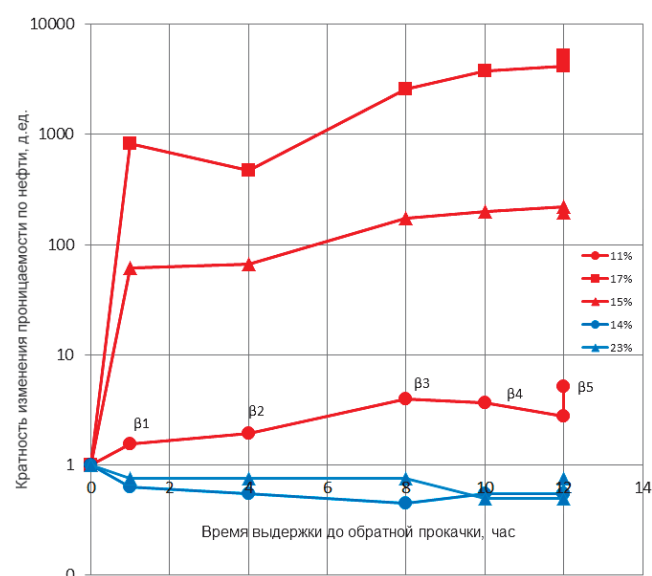


Рис. 2. Кратность снижения проницаемости по нефти в зависимости от минерализации воды и времени ее взаимодействия с коллектором. Шифр кривых – содержание галита в образце, цвет кривых – тип воды (красные кривые – низкоминерализованная вода, синие кривые – высокоминерализованная вода).

коллекторе в случае использования высокоминерализованных технологических жидкостей основным механизмом снижения проницаемости по нефти является капиллярное защемление привнесенной воды. При прокачке низкоминерализованной воды через образцы с высоким содержанием галита реализуется принципиально другой механизм – динамическое изменение структуры порового пространства в результате размыва галита (рис. 3). В зависимости от начального содержания галита 11–17 % доля пор с размером более 20 мкм возрастает с 25.5 % до 63.2 %, кратность увеличения проницаемости по нефти составляет от 2.8 до 4000 раз, пористость возрастает в среднем на величину от 5 % до 14.3 % абсолютных процентов. Следовательно, в засоленных коллекторах структура околоскважинной зоны после техногенного воздействия жидкостями низкой минерализации имеет сложную структуру и определяется не только начальным распределением ФЕС, но и распределением доли галита в коллекторе. Так же следует отметить, что даже в достаточно однородных по ФЕС коллекторах форма околоскважинной зоны может быть существенно несимметричной («языкообразной») по причине неравномерного распределения соли в поровом пространстве.

Разуплотнение коллектора

Изменение структуры порового пространства коллектора в процессе рассоления сопровождается соответствующим изменением его геомеханических характеристик. В результате проведенных в рамках статьи специализированных лабораторных исследований выявлено, что по мере рассоления происходит разуплотнение образца керна, выражающееся в снижении модуля Юнга на 25 % относительно первоначального значения после прокачки девяти поровых объемов (табл. 1). Следовательно, в наиболее промытых частях околоскважинной зоны (в непосредственной близости от стенки скважины) могут формироваться области разуплотнения коллектора, имеющие существенно более низкие прочностные характеристики относительно природного состояния пласта, что

Стадия	Модуль Юнга, 10^{-2} МПа	Накопленный объем прокаченной пресной воды, $V_{\text{пор}}$
1 стадия	38.22	0
2 стадия	36.46	3
3 стадия	33.67	6
4 стадия	28.44	9

Табл. 1. Изменение модуля Юнга в процессе рассоления образца керна при прокачке низкоминерализованной воды ($V_{\text{пор}}$ – поровый объем образца).

в свою очередь создает предпосылки как для обратимой, так и необратимой модификации проницаемости за счет деформационных механизмов.

Внутрипластовое выпадение твердого солевого осадка

При разработке засоленных коллекторов, наряду с описанными выше процессами изменения структуры порового пространства вследствие рассоления, происходят обратные процессы выпадения солей из концентрированных солевых растворов. Наиболее полно проблематика солеотложения при добыче нефти исследована в работах (Кащавцев, Мищенко, 2004). Проблематика выпадения сульфатов и солеобразования в виде карбонатов исследована в работе (Калинкина и др., 2016). При заводнении засоленных галитом пластов низкоминерализованной водой на фронте вытеснения формируется оторочка концентрированного солевого раствора NaCl, которая в процессе фильтрации от нагнетательной к добывающей скважине достигает состояния предельной растворимости. В момент прихода фронта воды к околоскважинной зоне добывающей скважины с измененными относительно начальных условиями пласта по давлению, температуре и флюидонасыщенности могут возникать условия для внутрипластового выпадения твердого солевого осадка из раствора. Кольматация порового пространства твердыми частицами кристаллов соли приводит к перераспределению внутрипластовых фильтрационных потоков,

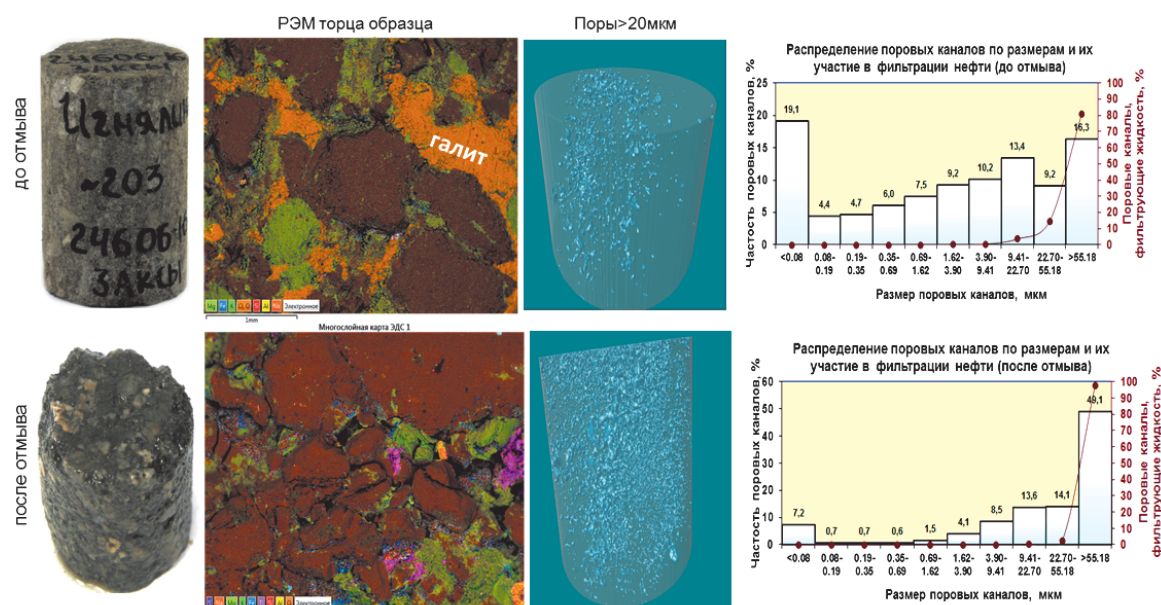


Рис. 3. Изменение структуры порового пространства в результате рассоления единичных водонасыщенных образцов при прокачке низкоминерализованной воды

снижению проницаемости пласта и продуктивности скважин. Данный тезис подтверждается фактической эксплуатацией скважин Верхнечонского месторождения (Чертовских и др., 2013).

Доминантным механизмом, инициирующим выпадение солевого осадка NaCl в околоскважинной зоне добывающей скважины, является перенасыщение фильтрующегося солевого раствора за счет испарения воды на границе с газовой фазой при снижении давления в пласте ниже давления насыщения в системе нефть-газ. На основе модельных численных расчетов на специализированной физико-математической модели выявлено, что интенсивное выпадение солевого осадка и соответствующее ухудшение проницаемости пласта происходит на расстоянии ~ 1 м от стенки скважины. Радиальное распределение нормированной техногенно измененной проницаемости k/k_0 в околоскважинной зоне в различные моменты времени $t = 5-30$ суток после запуска скважины представлено на рис. 4, где k_0 – начальная проницаемость пласта, r_w – радиус скважины.

Таким образом, экспериментально и фактически установлено, что в засоленных коллекторах с текстурной смачиваемостью структуру и свойства околоскважинной зоны определяют следующие специфические геолого-технологические эффекты: 1) рассоление пласта (улучшает абсолютную проницаемость); 2) защемление привнесенной воды в поровом пространстве (снижает фазовую проницаемость по нефти); 3) разуплотнение и деформация наиболее промытых областей; 4) выпадение твердого солевого осадка в момент прорыва высокоминерализованного фронта закачиваемой воды.

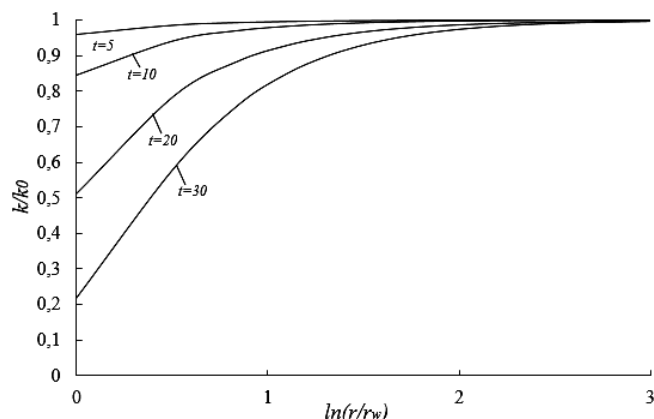


Рис. 4. Модельные профили нормированной техногенно измененной проницаемости околоскважинной зоны, сформированные вследствие выпадения твердого солевого осадка.

Структура околоскважинных зон

Для моделирования фильтрационных процессов в околоскважинной зоне проницаемость коллектора по нефти может быть представлена в общем виде функцией координат, давления и водонасыщенности (Михайлов, Зайцев, 2004): $k(r,p) = k_0 A(r) f(p) f_n(S)$, где $A(r)$ – безразмерная функция приведенной проницаемости, моделирующая ухудшение фильтрационных свойств коллектора; $f(p)$ – безразмерная функция, учитывающая зависимость проницаемости от давления при упругом режиме фильтрации; $f_n(S)$ – безразмерная функция, описывающая

модификацию фазовой проницаемости по нефти при наличии техногенно защемленной воды. Вид профиля распределения проницаемости в околоскважинной зоне зависит от совокупности реализующихся механизмов техногенного воздействия на пласт в каждом конкретном случае.

Для объекта исследования данной работы характерно наличие двух этапов формирования околоскважинной зоны: 1) при первичном вскрытии пласта технологическими жидкостями на водной основе; 2) в процессе разработки пласта при прорыве высокоминерализованного фронта воды к забою добывающей скважины. Структура околоскважинной зоны будет принципиально отличаться для двух типов коллектора, которые могут быть одновременно локализованы в пределах одного объекта разработки: 1) коллектор с низким содержанием галита; 2) коллектор с высоким содержанием галита. При этом для обоих типов коллектора характерна вариация типа смачиваемости как по площади, так и по разрезу.

Для первого типа коллектора синтетический профиль распределения нормированной проницаемости на этапе вскрытия пласта представлен на рис. 5а. Для целей наглядности демонстрации влияния специфических эффектов на структуру околоскважинной зоны здесь и далее предполагается, что кольматация пласта твердыми частицами при инфильтрации бурового раствора незначительна. Основным механизмом снижения проницаемости на этом этапе является защемление привнесенной техногенной воды, которая формирует вокруг скважины две характерные зоны: $r\epsilon(r_w, r_l)$ – зона автомодельного и капиллярно-напорного режима фильтрации, $r\epsilon(r_l, r_{in})$ – зона с начальным профилем водонасыщенности в результате инфильтрации при вскрытии пласта, где r_l – характерный радиус реализации капиллярно-напорного режима фильтрации, r_{in} – радиус зоны проникновения технической жидкости в пласт. Степень снижения проницаемости в околоскважинной зоне будет определяться локальным типом смачиваемости и может варьироваться по длине скважины в зависимости от пространственного расположения в пласте.

На этапе прорыва высокоминерализованного фронта воды эффект выпадения твердого солевого осадка в поровом пространстве будет приводить к модификации профиля проницаемости в околоскважинной зоне (синяя кривая на рис. 5б,в), вид которого будет оставаться монотонным и определяться соотношением характерных радиусов r_s , r_{in} , где r_s – радиус зоны, удовлетворяющей условиям выпадения твердого солевого осадка.

Для второго типа коллектора синтетический профиль распределения нормированной проницаемости в околоскважинной зоне на этапе вскрытия пласта представлен на рис. 6а. В этом случае вследствие комплексного проявления описанных выше эффектов профиль проницаемости имеет немонотонный вид с выделением трех характерных зон. Зона I, $r\epsilon(r_w, r_d)$ – зона максимального рассоления коллектора, в которой происходит его разуплотнение и деформация. Зона II, $r\epsilon(r_d, r_2)$ – зона рассоления коллектора с сохранением прочностных характеристик. Зона III, $r\epsilon(r_2, r_{in})$ – зона с преобладающим эффектом защемления привнесенной воды. Здесь r_d – радиус зоны разуплотнения коллектора, r_2 – радиус зоны с преобладающим эффектом рассоления.

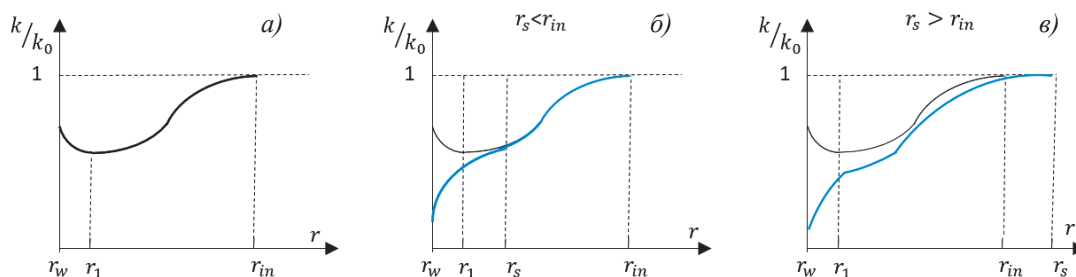


Рис. 5. Вид профиля нормированной проницаемости в околоскважинной зоне пласта с низким содержанием галита: черная кривая – этап первичного вскрытия пласта; синяя кривая – этап прорыва высокоминерализованного фронта воды.

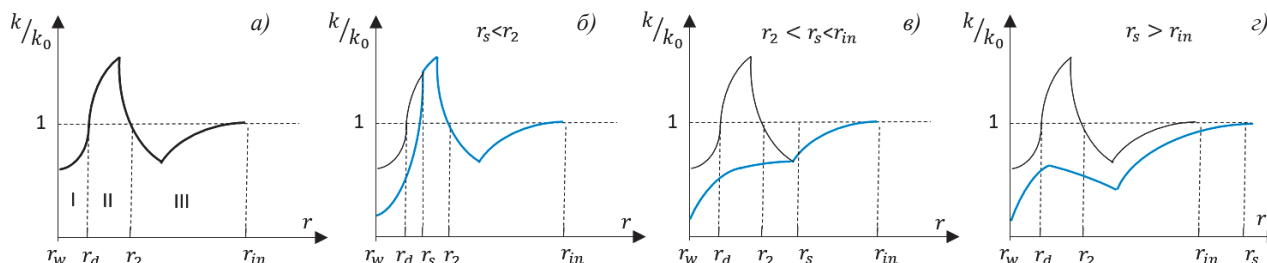


Рис. 6. Вид профиля нормированной проницаемости в околоскважинной зоне пласта с высоким содержанием галита: черная кривая – этап первичного вскрытия пласта; синяя кривая – этап прорыва высокоминерализованного фронта воды.

На этапе прорыва высокоминерализованного фронта воды вид профиля проницаемости в околоскважинной зоне будет определяться соотношением характерных радиусов r_s , r_2 , r_{in} (синяя кривая на рис. 6). При этом следует отметить, что на втором этапе в зависимости от соотношения характерных радиусов реализующихся эффектов профиль проницаемости в околоскважинной зоне может быть как монотонным (рис. 6в), так и немонотонным (рис. 6б, г).

Выводы

Выявлено, что для засоленных коллекторов с тектурной смачиваемостью характерно наличие двух этапов формирования околоскважинной зоны добывающей скважины: 1) при первичном вскрытии пласта технологическими жидкостями на водной основе; 2) в процессе разработки пласта при прорыве высокоминерализованного фронта воды к забою добывающей скважины. Показано, что специфические геолого-технологические эффекты (рассоление, защемление привнесенной воды в поровом пространстве, разуплотнение и деформация наиболее промытых областей, выпадение твердого солевого осадка в момент прорыва высокоминерализованного фронта закачиваемой воды) приводят к формированию динамически меняющихся в процессе разработки сложнопостроенных околоскважинных зон. Синергетическое влияние выявленных эффектов приводит к формированию сложных, в том числе немонотонных, профилей распределения проницаемости в околоскважинной зоне.

Полученные результаты являются базовой информацией для подготовки дизайнов геолого-технологических мероприятий по восстановлению продуктивности скважин. В частности, позволяют определить оптимальный объем для проведения обработок околоскважинной зоны различными агентами и корректно спланировать сроки их проведения.

Литература

- Воробьев В.С., Чеканов И.В., Клиновая Я.С. (2017). Модель распространения терригенных коллекторов и засоленных песчано-гравелитистых отложений в пределах месторождений центральной части Непского свода. *Геология нефти и газа*, 3, с. 47–60.
- Гильманов Я.И., Загоровский А.А., Саломатин Е.Н., Фадеев А.М. (2013). Исследование процесса рассоления при разработке засоленных терригенных коллекторов Верхнеконского месторождения. *Нефтяное хозяйство*, 1, с. 74–77.
- Гринченко В.А., Виноградов И.А., Загоровский А.А. (2013). Лабораторное исследование процесса рассоления при заводнении засоленных коллекторов Верхнеконского месторождения. *Нефтяное хозяйство*, 4, с. 100–103.
- Зайцев М.В., Михайлов Н.Н. (2006). Влияние остаточной нефтенасыщенности на фильтрацию в окрестности нагнетательной скважины. *Изв. РАН. Механика жидкости и газа*, 4, с. 94–99.
- Калинкина Н.В., Чертовских Е.О., Кунаев Р.У. и др. (2016). Организация эффективной защиты скважин от солеотложений химическими методами на примере Верхнеконского нефтегазоконденсатного месторождения. *Научно-технический Вестник ОАО «НК «Роснефть»*, 1, с. 52.
- Кащавцев В.Е., Мищенко И.Т. (2004). Солеобразование при добыче нефти. М.: Орбита-М, 432 с.
- Михайлов Н.Н. (2006). Проницаемость пластовых систем. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина.
- Михайлов Н.Н., Чирков М.В. (2009). Кинетика поражения пласта в процессе разработки залежи. *Нефтяное хозяйство*, 7, с. 100–104.
- Михайлов Н.Н., Чумиков Р.И. (2010). Экспериментальные исследования закономерностей фильтрации капиллярно-защемленных. *Нефтяное хозяйство*, 2, с. 74–76. [https://doi.org/10.1016/S1365-6937\(10\)70261-6](https://doi.org/10.1016/S1365-6937(10)70261-6)
- Попов С.Н. (2019). Аномальные проявления механико-химических эффектов при разработке залежей нефти и газа. *Автореф. дисс. доктора тех. наук*. Москва.
- Чертовских Е.О., Лапухов А.С., Качин В.А., Карпиков А.В. (2013). Проблемы добычи нефти и газа на Верхнеконском нефтегазоконденсатном месторождении, связанные с отложениями галита. *SPE Arctic and Extreme Environments Technical Conference and Exhibition*. Москва. <https://doi.org/10.2118/166895-MS>

Сведения об авторе

Леонид Андреевич Гайдуков – канд. тех. наук, докторант Института проблем нефти и газа РАН, заместитель генерального директора АО «Мессояханефтегаз» Россия, 625048, Тюмень, ул. Холодильная, д. 77

Статья поступила в редакцию 12.06.2020;

Принята к публикации 24.11.2020; Опубликовано 30.03.2021

Investigation of the structure of borehole zones at various stages of development of saline reservoirs with textural wettability

L.A. Gaydukov

Messoyakhaneftegaz JSC, Tyumen, Russian Federation

e-mail: leonid68@inbox.ru

Abstract. A laboratory and numerical study of the mechanisms that affect the structure and physical properties of the borehole zone of a production well at various stages of development of a saline formation with textural wettability was conducted. It is shown that for the object of study is characterized by the formation of complex borehole vicinity of the structure and dynamic change of properties which define the specific geotechnical effects: desalinization; pinched adscitious water in the pore space; the decompression and the strain on the washed areas; precipitation of solid salt sediment at the moment of breaking through the highly mineralized front of the injected water. The synergetic effect of these effects leads to the formation of complex, including non-monotonic, permeability distribution profiles in the near-well zone.

Keywords: oil reservoir, near-well zone, salinity, textural wettability, permeability.

Recommended citation: L.A. Gaydukov (2021). Investigation of the structure of borehole zones at various stages of development of saline reservoirs with textural wettability. *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 112–117. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.12>

References

- Chertovskikh E.O., Lapukhov A.S., Kachin V.A., Karpikov A.V. (2013). Problems of Oil and Gas Production in the Verkhnechonskoye Oil and Gas Condensate Field Associated with Halite Depositing. *SPE Arctic and Extreme Environments Technical Conference and Exhibition*. Moscow. <https://doi.org/10.2118/166895-MS> (In Russ.)
- Gilmanov Ya.I., Zagorovskii A.A., Salomatin E.N., Fadeev A.M. (2013). Study of the desalinization process during the development of salinized terrigenous reservoirs of the Verkhnechonskoye field. *Neftyanoe khozyaistvo = Oil industry*, 1, pp. 74–77. (In Russ.)
- Grinchenko V.A., Vinogradov I.A., Zagorovskii A.A. (2013). Laboratory study of the desalinization process during flooding of salinized reservoirs

of the Verkhnechonskoye field. *Neftyanoe khozyaistvo = Oil industry*, 4. (In Russ.)

Kalinkina N.V., Chertovskikh E.O., Kunaev R.U. et al. (2016). Verkhnechonskoye: Scale Management and Inhibition. *Nauchno-tehnicheskii Vestnik OAO «NK «Rosneft»*, 1, pp. 52. (In Russ.)

Kashchavtsev V.E., Mishchenko I.T. (2004). Salt formation during oil production. Moscow: Orbita-M, 432 p. (In Russ.)

Mikhailov N.N. (2006). Permeability of reservoir systems. Moscow: Russian State University of Oil and Gas. (In Russ.)

Mikhailov N.N., Chirkov M.V. (2009). Reservoir damage kinetics during reservoir development. *Neftyanoe khozyaistvo = Oil industry*, 7, pp. 100–104. (In Russ.)

Mikhailov N.N., Chumikov R.I. (2010). Experimental studies of the regularities of filtration of capillary-trapped. *Neftyanoe khozyaistvo = Oil industry*, 2, pp. 74–76. [https://doi.org/10.1016/S1365-6937\(10\)70261-6](https://doi.org/10.1016/S1365-6937(10)70261-6) (In Russ.)

Popov S.N. (2019). Abnormal occurrence of mechanical and chemical effects in the development of oil and gas deposits. *Abstract Dr. engin. sci. diss.* Moscow.

Vorobyev V.S. et al. (2017). The distribution model of terrigenous reservoirs and saline sand-gravelite deposits within the fields of the central part of the Nepal arch. *Geologiya nefii i gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 3, pp. 47–60. (In Russ.)

Zaitsev M.V., Mikhailov N.N. (2006). Influence of residual oil saturation on filtration in the vicinity of an injection well. *Izv. RAN. Mekhanika zhidkosti i gaza*, 4, pp. 94–99. (In Russ.)

About the Author

Leonid A. Gaydukov – Cand. Sci. (Engineering), Doctoral student at the Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences, Deputy Director General, Messoyakhaneftegaz JSC

77, Kholodilnaya st., Tyumen, 625048, Russian Federation
e-mail: leonid68@inbox.ru

Manuscript received 12 June 2020;

Accepted 24 November 2020;

Published 30 March 2021

Прогноз гидрогеохимических эффектов в глинистых флюидоупорах при подземном хранении водорода с метаном

Л.А. Абукова*, О.П. Абрамова
Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

Теоретические вопросы совместного подземного хранения водорода с метаном изучены слабо, а практические примеры единичны. Поэтому крайне важен анализ взаимовлияния водород-метановых смесей и вмещающей геологической среды. В статье представлен материал, позволяющий обосновать наиболее значимые гидрохимические процессы, влияющие на трансформацию флюидоупоров. Для этой цели привлечены результаты собственных экспериментов, а также опубликованные данные по исследованию влияния гидрохимических условий на диффузионные потери водорода, его взаимодействие с породообразующими минералами, органическим веществом и поровыми водами. Дана количественная оценка снижения влагонасыщенности опытных образцов глинистых пород и, как следствие, потерь массового содержания минеральных и органических веществ.

Установлено, что циклическая смена термобарических воздействий приводит к изменению окислительно-восстановительных условий в системе «порода ↔ поровые воды» и сопровождается повышением реакционной способности кальция, магния, серы, железа. Рассчитаны индексы насыщенности поровых вод карбонатными и сульфатными солями кальция в условиях их осаждения, растворения и выноса из раствора. Интерпретация экспериментальных данных позволила обосновать наиболее вероятные преобразования в глинистых породах-покрышках, влияющие на их экранирующие возможности. Рекомендовано при проектировании и эксплуатации объектов хранения водород-метановых смесей учитывать многообразие сопутствующих гидрохимических и микробиологических процессов, влияющих на изменение фильтрационных свойств пород-покрышек.

Ключевые слова: глинистые флюидоупоры, поровые воды, подземное хранение, водород-метановые смеси, циклические нагрузки, микроорганизмы, потери водорода, сульфатредукция, окислительно-восстановительные условия

Для цитирования: Абукова Л.А., Абрамова О.П. (2021). Прогноз гидрогеохимических эффектов в глинистых флюидоупорах при подземном хранении водорода с метаном. *Георесурсы*, 23(1), с. 118–126. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.13>

Введение. В настоящее время широко обсуждаются проблемы подземного хранения водорода совместно с метаном. Высказываются различные предположения о значимости сопутствующих изменений в геологической среде: в одних случаях предполагается геохимическая инертность водород-метановых смесей при хранении в поровых терригенных коллекторах, в других, наоборот, указывается на неизбежность возникновения гидрохимических и микробиологических реакций, влияющих на масштабы диффузионных потерь газа, трансформацию вмещающей геологической среды (Carden, Paterson, 1979; Басниев и др., 2008; Basniev et al., 2010; Reitenbach et al., 2015; Panfilov, 2016; Shi et al., 2020). Вопрос требует дальнейшего анализа, в том числе и с привлечением материалов ранее проведенных исследований. Так, весьма полезны научные изыскания, выполненные для обоснования безопасного захоронения ядерных отходов (Ortiz, et al., 2002; Lassin et al., 2011; Pichler, 2013; Truche et al., 2018; Gaboreau et al., 2020).

Целью настоящих исследований является прогноз гидрохимических процессов в глинистых флюидоупорах при подземном хранении водород-метановых смесей. Для этого привлечены результаты собственных работ

по экспериментальному изучению геохимического состояния системы «порода ↔ поровые воды». Из всего объема экспериментов с глинистыми породами выбраны те испытания, которые проведены под циклическими нагрузками, характерными для эксплуатационных режимов подземных хранилищ газа (ПХГ).

Основная часть. Циклические нагрузки, создаваемые при закачке или отборе газа в ПХГ, могут изменять прочностные характеристики, структуру порового пространства, фильтрационные параметры пород (Кольчицкая, Михайлов, 2000). Высокая скорость диффузии водорода предъявляет повышенные требования к качеству флюидоупоров (Didier, 2012). Преобладание в их литологическом составе низкопроницаемых пород с отсутствием (или минимальным содержанием) карбонатного цемента и без признаков трещиноватости снижает риск утечек водорода (Булатов, 1979; Басниев, 2011). Доказано, что герметичность глинистых флюидоупоров определяется текстурными особенностями глин, емкостью обменного поглощения, присутствием органического вещества (ОВ), степенью гидратации и рядом других факторов (Клубова, 1973; Клубова и др., 1986; Осипов и др., 2001).

Однако редко учитывается, что физико-химические свойства флюидоупоров во многом определяются поровыми водами, поскольку они являются средой, где происходят процессы растворения, выщелачивания, перетолжения солей, развития микробиологических

* Ответственный автор: Лейла Азретовна Абукова
e-mail: director@ipng.ru

© 2021 Коллектив авторов

сообществ, преобразования газового состава (The effects of hydrogen injection..., 2017; Henkel et al., 2014; Словарь по нефтегазовой гидрогеологии, 2015; McMahon, 2019; Yekta et al., 2018).

Материалы и методика работ. В экспериментах участвовали породы с разной степенью катагенетической зрелости (аргиллиты и глины). Опытные образцы пород испытывались в режимах переменных циклических воздействий, близких для эксплуатации некоторых ПХГ (Северо-Ставропольское, Кушевское, Глебовское и др.).

Экспериментальные работы включали следующие этапы: выделение поровых вод из образцов пород с фиксацией их объемов на каждом этапе циклических нагрузок; определение максимальной молекулярной гигроскопичности и остаточной влажности; химический анализ испытуемых образцов до и после выделения поровых вод; химический анализ поровых вод после каждой серии испытаний. Методика подобных работ нами была изложена ранее (Абрамова, Абукова, 2015).

Серии экспериментов по выделению поровых вод выполнены в трех регламентирующих интервалах:

I серия $P = 5\text{--}10$ МПа, $T = 20\text{--}25$ °C;

II серия $P = 10\text{--}15$ МПа, $T = 25\text{--}35$ °C;

III серия $P = 15\text{--}20$ МПа, $T = 35\text{--}40$ °C.

Распределение нагрузок по интервалам отражено на рис. 1.

Аргиллиты, участвующие в эксперименте, представлены плотными глинистыми породами, без признаков перекристаллизации; по степени преобразованности могут быть отнесены по классификации (Логвиненко, Орлова, 1987; Осипов и др., 2001) к верхней зоне среднего катагенеза (скв. 10, объединенная проба из 2 интервалов отбора 700–900 м (J_3v), Таловское месторождение газа, Куриловско-Новоузенская зона поднятий, Прикаспийский бассейн). Они перекрывают пласт-коллектор песчаников верхневожского горизонта титонского яруса верхней юры на истощенном Таловском месторождении газа. В составе глинистых минералов преобладает каолинит, с примесью иллита, смектита и хлорита. Как продукт дегидратации глин, аргиллиты почти не показывали подверженности к размоканию, но их пластичность проявлялась

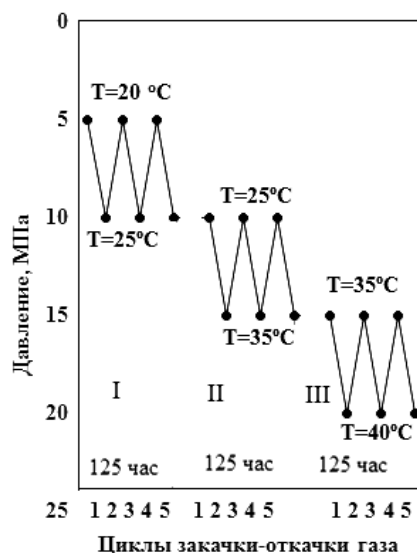


Рис. 1. Схема циклических нагрузок на образцы глинистых пород в I, II, III – первой, второй и третьей сериях экспериментов

после предварительного измельчения и дополнительного увлажнения, что связано, по-видимому, с увеличением удельной площади поверхности присутствующих смешано-слоистых глинистых минералов.

Опытные образцы глин для экспериментов представлены преимущественно гидрослюдисто-монтмориллонитовым составом с примесью хлорита и каолинита; по степени уплотнения и проявленным свойствам отвечают по классификации (Логвиненко, Орлова, 1987; Осипов и др., 2001) нижней зоне раннего катагенеза (скв. СГ-12000, объединенная проба из 3-х интервалов отбора от 1196,2 до 1277,5 м (N_1^3), Западно-Кубанский бассейн).

Интерпретация полученных результатов. Химический состав¹ опытных образцов и содержание органического углерода² представлены в табл. 1.

Из таблицы видно, что после проведения I серии экспериментов содержание большинства породообразующих окислов в образцах аргиллитов изменяются незначительно за исключением CaO , MgO , Fe_2O_3 и SO_3 . Наибольший вынос почти всех минеральных элементов и органических веществ ($C_{орг}$) отмечается при максимальных нагрузках (III серия экспериментов).

В образцах глин не удалось выполнить анализ изменения массы слагающих компонентов после I-й и, частично, II серии экспериментов. Глины так же, как и аргиллиты, теряют больше минеральных и органических компонентов, особенно CaO , Fe_2O_3 , SO_3 , а также $C_{орг}$ под максимальными физическими нагрузками (III серия экспериментов).

Логично считать, что потери минеральных и органических компонентов в составе опытных образцов пород связаны с их частичным растворением и выносом в поровые воды. В наших опытах при начальных, причем одинаковых, термобарических воздействиях на образцы большая часть объема поровых вод выделялась из аргиллитов. С опытными образцами глин наблюдается несколько иная картина: выделение поровых вод происходило в меньшем объеме, причем весьма равномерно по мере увеличения давления и температуры.

Как видно из рисунка 2, объемы поровых вод, перешедших в свободное состояние, зависят от приложенных термобарических нагрузок (рис. 2 а, б, в). Максимальные объемы выделенных вод из аргиллитов составили 29,9 мл, из глин – 24,0 мл. При этом влажность в аргиллитах уменьшилась до 7,00%, а в глинах – до 8,24% (рис. 2 г), что можно считать положительным явлением для сохранения изоляционных свойств глинистых пород. Об этом можно судить по количеству остаточной влаги, которая не снизилась меньше величины общей гигроскопичности аргиллитов (3–5%) и глин (5–8%), т.е. из микропорового пространства не были удалены адсорбционно-связанные воды, препятствующие свободному массопереносу, и как следствие, сохраняющие герметичность покрышек (Осипов и др., 2001).

Обратим внимание и на различия в активности эвакуации поровых вод: из образцов аргиллитов водоотдача происходит быстрее, чем из образцов глин. Возможно, это связано с развитием в аргиллитах микротрещиноватости, причем нельзя исключить также влияние геохимических трансформаций системы «порода – поровая вода».

¹Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского

²Институт общей и неорганической химии им. Н.С. Курнакова РАН

Объекты исследования (№ образца)	Содержание, мас. %									
	C _{орг.}	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	K ₂ O	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃
№ 7 – Аргиллиты (до начала экспериментов)	7,7	0,52	0,91	11,41	48,69	4,53	2,41	8,98	0,251	4,12
№ 7А-I (после I серии экспериментов)	*н.д.	0,49	0,72	11,42	48,70	4,42	2,39	8,77	0,241	3,94
№ 7А-II (после II серии экспериментов)	7,42	0,49	0,68	11,38	48,47	3,91	2,39	8,72	0,182	3,14
№ 7А-III (после II серии экспериментов)	7,26	0,40	0,64	11,35	47,98	3,70	2,2	7,61	0,151	2,78
7Г – Глины (до начала экспериментов)	0,85	1,88	1,26	15,69	58,11	1,58	2,67	1,65	0,058	4,47
7Г-II (после I серии экспериментов)	0,77	н.д.*	н.д.	15,58	н.д.	1,41	н.д.	1,46	н.д.	3,14
7Г-III (после III серии экспериментов)	0,71	1,79	1,06	15,44	57,88	1,16	2,39	1,26	0,023	2,83

Табл. 1. Содержание некоторых породообразующих окислов и органических веществ (C_{орг.}) в образцах аргиллитов и глин после проведения экспериментов. *н.д. – нет данных.

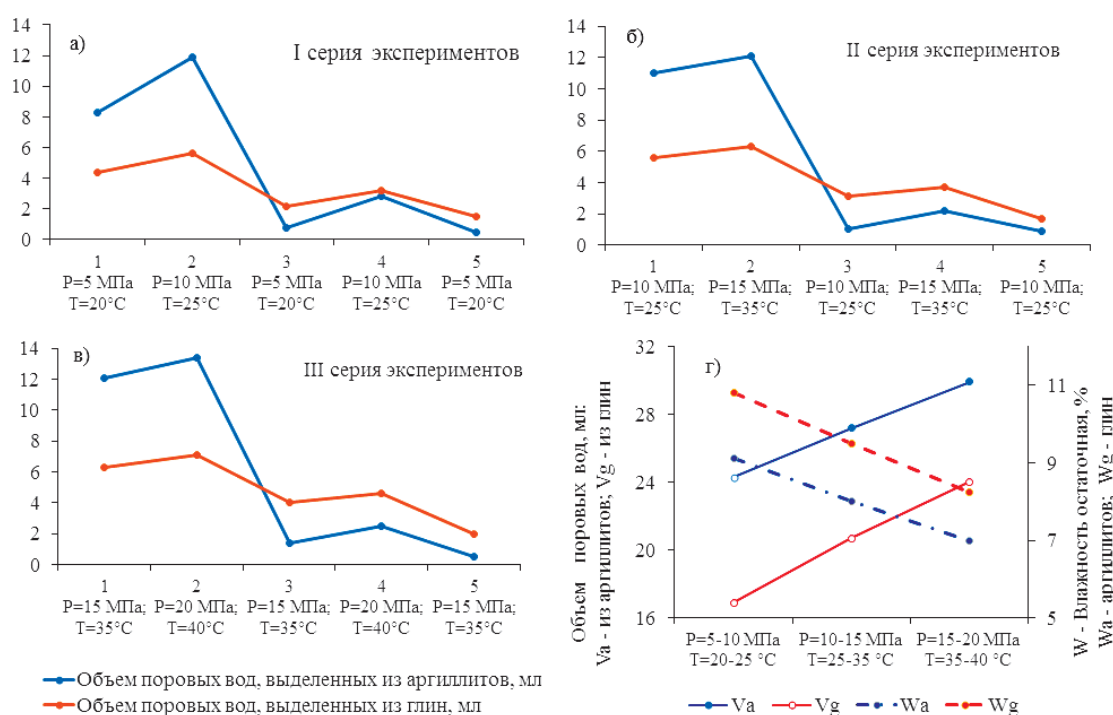


Рис. 2. Изменение (а, б, в) объемов поровых вод, выделенных из аргиллитов и глин, (г) влажности пород под циклическим термобарическими воздействиями

По результатам ранее выполненных работ известно, что при эксплуатации ПХГ, особенно в периоды закачки газа, рост порового давления приводит к уменьшению пористости и проницаемости пород, повышению их деформируемости (Голодковская и др., 2008; Калининченко, 2009). Полученные нами результаты позволяют выявить в этих процессах роль поровых вод, в частности, показать, что за счет более быстрой скорости эвакуации поровой воды, пониженного уровня остаточной влажности в аргиллитах могут создаваться условия снижения прочности, развития микротрещиноватости, что неблагоприятно для сохранения целостности пород-покрышек. Вполне естественно, что геохимические изменения в образцах испытываемых пород влекут за собой трансформацию состава поровых вод (табл. 2).

Так, поровые воды аргиллитов и глин отличаются по своему составу и по-разному реагируют на прилагаемые

нагрузки, имитирующие циклы закачек и отборов газа на ПХГ. При невысоких значениях давления и температуры (I серия экспериментов) изменение массового содержания ионов в поровых водах аргиллитов незначительно, величина pH равна 6,12, что соответствует слабой окислительной обстановке. Во II и далее в III серии экспериментов постепенно увеличились pH (до 8,75), минерализация (с 51,24 до 56,66 г/дм³) за счет Cl⁻, (Na⁺+K⁺), Ca²⁺, но снизилось содержание SO₄²⁻, Mg²⁺, (HCO₃⁻+CO₃²⁻) (табл. 2, пробы №8А). Поровые воды хлоридно-кальциевого типа достаточно метаморфизованы (rNa⁺/rCl⁻ = 0,69–0,73), и по своему составу сохранили геохимический облик вод изолированных морских водоемов лагунного типа в верхнеюрское время (Федорова и др., 2016). Вместе с минеральными компонентами в поровые воды поступали органические вещества (табл. 2, пробы №7А).

№ пробы поровой воды	Минерализация, г/дм ³	pH	Химический состав поровых вод, мг/дм ³ / ммоль/ дм ³							C _{орг} , мг/дм ³	rNa/rCl Тип воды по В.Сулину
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ +CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Fe ²⁺		
7 А (I)	51,24	6,12	28996,10	1950,25	2399,30	2712,90	2200,73	12976,89	0,063	10,00	<u>0,69</u> ХК
			817,94	40,60	39,32	145,35	198,22	564,21			
7 А (II)	54,62	6,50	31748,30	1350,00	1700,0	3100,10	1785,10	14940,0	0,170	19,10	<u>0,73</u> ХК
			895,58	28,11	27,86	154,71	146,89	649,57			
7 А (III)	56,66	8,75	34390,60	510,00	690,00	3410,68	1400,0	16256,00	0,368	38,30	<u>0,73</u> ХК
			970,12	10,62	11,31	170,19	115,20	706,78			
8 Г (I)	5,11	7,12	2336,25	620,00	410,89	160,00	220,00	1360,00	0,056	0,40	<u>0,90</u> ХМ
			65,90	12,91	6,73	7,98	18,10	59,13			
8 Г (II)	9,66	7,25	5150,01	610,00	400,00	220,00	280,90	2995,00	0,180	0,66	<u>0,90</u> ХМ
			145,28	12,70	6,56	10,98	23,11	130,22			
8 Г (III)	10,47	8,10	6200,00	210,00	109,00	260,10	315,50	3300,00	0,249	0,85	<u>0,82</u> ХК
			174,89	6,04	1,79	12,98	25,96	143,48			

Табл. 2. Химический состав (Институт общей и неорганической химии им. Н.С. Курнакова) и содержание органического углерода (C_{орг}) (Аналитический Центр контроля качества воды ЗАО «РОСА», г. Москва) в поровых водах, выделенных из образцов аргиллитов (7А) и глин (8Г) в I, II и III сериях экспериментов.

Поровые воды из образцов глин характеризуются гораздо меньшей минерализацией, что согласуется с условиями формирования миоцен-плиоценовых отложений в опресненном изолированном бассейне (Микерина, Фадеева, 2013). Они менее метаморфизованы ($rNa/rCl = 0,82-0,92$), в I и II сериях экспериментов сохраняют хлоридно-магнийевый тип и нейтральную реакцию среды (pH = 7,12–7,25); только в III серии экспериментов величина pH возрастает до 8,10, и тип вод изменяется на хлоридно-кальциевый. С нарастанием нагрузок в поровых водах глин также повышается содержание органических веществ (C_{орг}) от 0,40 до 0,85 мг/дм³ и увеличивается минерализация (от 5,11 до 10,47 г/дм³) за счет хлор-иона и всех солеобразующих катионов, в том числе магния. Снижение концентраций анионов отмечено только для сульфат- и гидрокарбонат-ионов.

Для оценки геохимического равновесия в системе «порода ↔ поровые воды» вычислены индексы насыщения поровых вод карбонатными и сульфатными солями кальция (табл. 3) через коэффициенты активности ионов Дебая-Хюккеля (Гаррелс, Крайст, 1968; Кашавцев, Мищенко, 2004; Lassin et al., 2011; Абрамова и др., 2011).

Индекс насыщения ($SI = \log Q/K$) определяется как логарифм отношения произведения молярных концентраций солеобразующих анионов и катионов (Q) к константе равновесного состояния реакции (K), вычисляемой с учетом изменений температуры, давления и табулированных эмпирических коэффициентов. Значения индекса, приближенные к нулю, свидетельствуют о геохимическом равновесии. По опыту предшествующих работ (Абукова и др., 2017) можно считать, что для вод с минерализацией более 5 г/дм³ величина индекса в интервале от -0,5 до +0,5 свидетельствуют о несущественных отклонениях в состоянии геохимического равновесия.

Насыщенность поровых вод глинистых пород карбонатом кальция (SI_{CaCO_3}) оказалась близкой к равновесному состоянию для всех трех серий экспериментов, т.е. в

достаточно широком интервале температур и давлений.

В аргиллитах при невысоких нагрузках (I и II серии экспериментов) так же, как и в глинах, значимых геохимических изменений не фиксируется. Однако в ходе III серии экспериментов, когда удаляется большой объем воды и влажность снижается до 7,0%, индекс насыщения (SI_{CaCO_3}) возрастает с 0,53 до 1,82. В химическом составе поровых вод уменьшается содержание гидрокарбонат-ионов от 2,4 г/дм³ до 0,69 г/дм³ (табл. 2, 3), в щелочную сторону сдвигается величина pH от 6,12 до 8,75. Такие изменения в составе поровых вод ведут к выпадению кальцита:



В поровых водах аргиллитов уменьшается содержание магния, поэтому нельзя исключить и реакцию дедоломитизации (Кулешов, 1986):



Выше шла речь о геохимическом взаимодействии между поровыми водами и породами. В случае формирования тройной системы «порода ↔ поровые воды ↔ газ» геохимическая ситуация может стать еще более неоднозначной. При подземном хранении метана геохимические эффекты от его контакта с поровыми водами глинистых флюидоупоров несущественны, что подтверждается длительной геологической историей существования газовых месторождений. Но в случае размещения в подземных резервуарах водород-метановой смеси ситуация может резко усложниться. Так, из-за разницы в плотностях метана и водорода последний будет концентрироваться непосредственно под флюидоупорами, образуя с ними и поровыми водами достаточно большую площадь контакта. Присутствие кислородсодержащих минералов в глинах обуславливает наличие на их поверхности отрицательного заряда, что определяет ориентацию дипольных молекул поровой воды в ближайшем к глине адсорбционном слое (Дерягин и др., 1989). Поровые воды, адсорбируясь на поверхности зерен тонкодисперсных глинистых частиц, образуют двойной электрический слой, преграждающий

Режимы нагрузок	Wa, %	pH	Аргиллиты (обр. 7А)		Wg, %	pH	Глины (образец 8Г)	
			SI _{CaCO3}	SI _{CaSO4}			SI _{CaCO3}	SI _{CaSO4}
I P=5-10 МПа T=20-25 °С	9,12	6,12	0,23	-0,46	10,81	7,12	-0,09	-1,61
			0,26	-0,48			-0,11	-1,63
			0,27	-0,51			-0,13	-1,68
			0,29	-0,54			-0,14	-1,71
II P=10-15 МПа T=25-30 °С	8,01	6,50	0,50	-0,48	9,50	7,25	0,00	-1,51
			0,53	-0,50			-0,01	-1,53
			0,54	-0,59			-0,03	-1,65
			0,58	-0,61			-0,04	-1,68
III P=15-20 МПа T=30-35 °С	7,00	8,75	1,76	-0,83	8,24	8,10	0,31	-1,74
			1,78	-0,86			0,32	-1,76
			1,80	-0,89			0,34	-1,81
			1,82	-0,91			0,36	-1,83

Табл. 3. Индексы насыщения поровых вод карбонатами и сульфатами кальция после I, II, и III серии экспериментов. Wa, Wg – влажность остаточная аргиллитов и глин.

свободное проникновение жидкостей и газов в микропористую среду (Левшунова, 1994; Королев, 1996). Обращенные во внешнюю среду отрицательные заряды диполей молекул поровых вод (адсорбционного слоя) способны притягивать силами электростатического взаимодействия положительно заряженные ионы водорода. Это приводит к проявлению ряда специфических реакций. Например, реакция дедоломитизации может идти уже по иной, чем это было показано выше, схеме (Machel, Mountjoy, 1986; Pichler, 2013) и вести к убыли хранимого в резервуаре водорода:



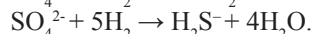
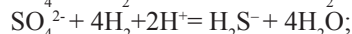
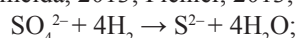
Реакция предполагает образование карбонатного цемента (при осаждении карбоната кальция), частичное растворение магнезия и его осаждение в тальке, чем обеспечивается снижение проницаемости пород флюидопоров. Но повышение объема талька (за счет поглощения магнезия) может быть связано с определенным риском возникновения микротрещиноватости, т.е. отрицательным влиянием на изоляционные свойства пород-покрышек.

В подземных хранилищах водород-метановых смесей могут возникать и другие процессы, особенно с участием микробактерий. Нижеследующие наблюдения позволяют рассмотреть влияние микробиологических процессов на изменение геохимических условий в системе «порода ↔ поровые воды ↔ газ».

Анализ комплексного изучения опытных образцов пород показал, что поровые воды аргиллитов и, особенно, глин недонасыщены сульфатами кальция (индекс насыщения $SI_{SO_4} \ll 0,5$), хотя вынос серы из пород довольно заметен. В аргиллитах начальное содержание SO_4 (4,53 мас. %) почти в 3 раза больше, чем в глинах (1,58 мас. %). По мере увеличения внешних нагрузок (III серия экспериментов) содержание триоксида серы в образцах аргиллитов уменьшилось до 3,70 мас. % и в глинах – до 1,16 мас. %. При этом не происходит компенсирование потерь серы в породе увеличением их концентраций в поровых водах. Напротив, отмечается снижение SO_4^{2-} от 1,95 до 0,51 г/дм³ в соленых поровых водах аргиллитов и от 0,62 до 0,29 г/дм³ в маломинерализованных поровых водах глин (табл. 2). Произведение концентраций SO_4^{2-} и Ca^{2+} не превысило предел молярной растворимости таких сульфатсодержащих минералов как гипс, ангидрит, бассанит, т.е. их выпадение из раствора не предвидится. Сложившаяся

геохимическая ситуация, вероятнее всего, связана с проявлением сульфатредукции. Недонасыщенность поровых вод аргиллитов и глин сульфатами не исключает их восстановления сульфатредуцирующими микроорганизмами до S , HS^- и H_2S .

В исследованных образцах глин и поровых вод начальное низкое содержание серосодержащих компонентов не вызывает опасений в отношении генерации сероводорода за счет сульфатредукции. Но при дополнительном поступлении водорода даже при его низком парциальном давлении (0,1 МПа) может происходить активное восстановление сульфатов по разным сценариям (Panfilov Gravier, Fillacier, 2006; Panfilov, 2010; Назина и др, 2008; Truche, Jodin-Caumon, Lerouge et al., 2013; Bernardez, Ramos, Almeida, 2013; Pichler, 2013; Hagemann et al., 2015;):



Растворение восстановленных форм серы в поровых водах способно вызвать сероводородную коррозию металлических конструкций на ПХГ, кольматацию порового пространства, осаждение сульфидов металлов (Барсук и др., 2018).

В испытываемых глинах повышено содержание окиси железа (4,47 мас. %), а после воздействия приложенных нагрузок оно снизилось до 2,83 мас. %. Подобный характер изменения оксидов железа отмечен и в аргиллитах, где начальное содержание Fe_2O_3 составило 4,12 мас. %, а после экспериментов снизилось до 2,78 мас. %. В поровых водах, выделенных из обеих групп испытываемых образцов пород, количественное содержание ионов двухвалентного железа (Fe^{2+}) после I серии экспериментов не превышало 0,063 мг/дм³, а в ходе II и III серий экспериментов оно возросло в поровых водах глин до 0,249 мг/дм³ и заметно повысилось до 0,368 мг/дм³ в поровых водах аргиллитов (табл. 2). В процессе экспериментов исследуемые породы теряют Fe_2O_3 ; а в поровых водах незначительно, но повышается содержание ионов Fe^{2+} (рис. 3). Частично эти ионы привнесены в поровые воды за счет растворения окиси железа как результат жизнедеятельности железоредуцирующих бактерий.

Доказано, что присутствие оксидов железа в породах и сульфат-ионов в водной фазе может активизировать

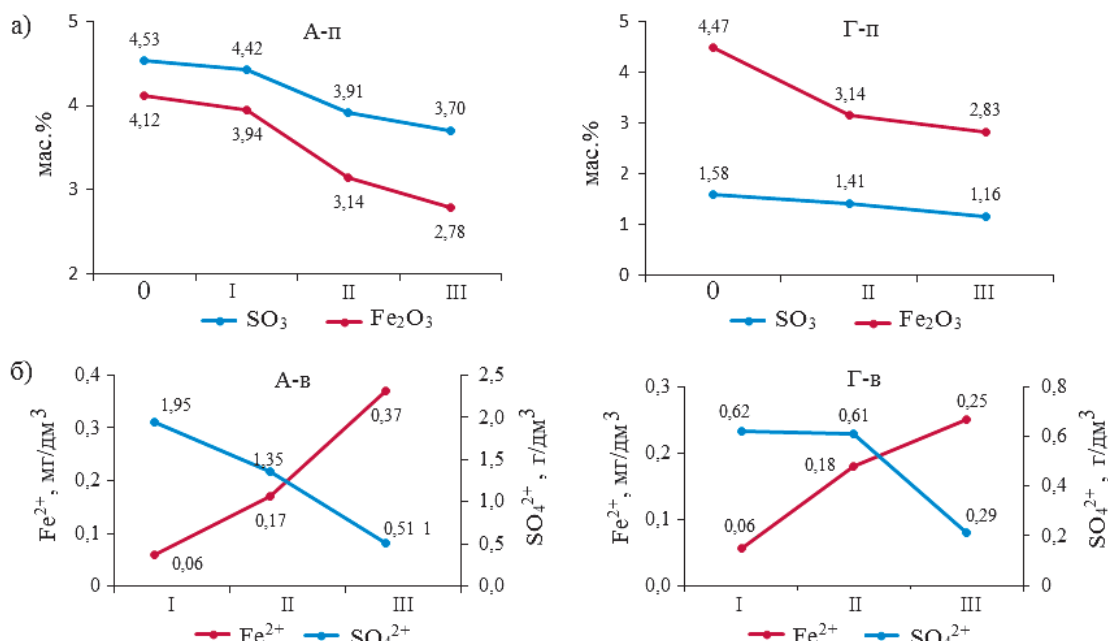


Рис. 3. Снижение содержания: а) SO_3 и Fe_2O_3 в образцах аргиллитов (А-н) и глин (Г-н); б) Fe^{2+} и SO_4^{2-} в поровых водах аргиллитов (А-в) и глин (Г-в). 0 – начальное содержание компонентов; I, II, III – первая, вторая и третья серии экспериментов.

деятельность железоредуцирующих бактерий (Назина и др., 1995; Slobodkin et al., 1999). Они так же, как и сульфатредуцирующие микроорганизмы, обеспечивают свое развитие на основе продуктов окисления, рассеянного в породах и растворенного в водах ОБ, в том числе углеводородных компонентов (Иванова и др., 2007). Синергетический эффект сульфат- и железоредуцирующих бактерий повышает химическую реактивность соединений серы, железа, а также других металлов, что может оказать влияние на изменение изоляционных свойств пород в ПХГ, в т.ч. глинистых пород-покрышек.

Выводы

Наши многолетние эксперименты (Абукова и др., 2003; Абрамова, 2007; Абрамова, Абукова, 2015) дают основания предполагать, что глинистые породы, которые не подвергались переменным сжимающим-растягивающим напряжениям, находятся в термобарических условиях незавершенной дегидратации, характеризуются повышенным содержанием органического вещества, обладают более выраженными изоляционными свойствами, чем их аналоги, находящиеся на более зрелых стадиях катагенеза.

Моделирование гидрохимических процессов, влияющих на целостность глинистых флюидопоров выполнено с использованием опытных образцов аргиллитов и глин в трех сериях экспериментов с переменным увеличением давления (5–20 МПа) и температуры (20–40 °С).

Результаты показали, что наибольшие изменения в породах и поровых водах, выделенных из них, происходят при максимальных термобарических воздействиях:

- снижается влагонасыщенность пород, увеличиваются потери массы минеральных и органических компонентов, причем наиболее заметные изменения отмечены в опытных образцах аргиллитов;

- снижается массовое содержание CaO , MgO , Fe_2O_3 , SO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ в породах, сопровождающееся увеличением содержания ионов кальция (магния), железа и уменьшением содержания ионов серы и гидрокарбонат-ионов;

- смещаются карбонатное и сульфатное равновесия в поровых водах, рассчитанные по индексам насыщения ($\text{SI}_{\text{CaCO}_3}$ и $\text{SI}_{\text{CaSO}_4}$) карбонатными и сульфатными минералами кальция; наибольшие отклонения в сторону выпадения кальцита ($\text{SI}_{\text{CaCO}_3} > 0,50$) отмечены в поровых водах аргиллитов; наибольшие отклонения в сторону снижения предела растворимости сульфатных минералов ($\text{SI}_{\text{CaSO}_4} \ll 1$) отмечены в поровых водах глин;

- активизируется деятельность сульфатредуцирующих и железоредуцирующих бактерий за счет находящихся в растворенном состоянии ионов SO_4^{2-} и Fe^{2+} , что способствует генерации процессов, связанных с образованием сульфидов железа, восстановлением различных форм серы, убылью водорода и др.

В целом, можно подчеркнуть, что в минеральной матрице пород наиболее заметные изменения происходят с отдельными породообразующими минералами, содержащими кальций, магний, серу и железо.

Полученные результаты экспериментальных исследований, выполненные на опытных образцах аргиллитов и глин, могут служить примером возникновения рисков проявления гидрохимических процессов, влияющих на изоляционные свойства пород-покрышек.

При большом разнообразии геохимических процессов, возникающих при контакте поровых вод глинистых флюидопоров с реакционноспособным водородом (в составе водород-метановых смесей) можно прогнозировать:

- (1) доминирующее проявление процессов колюматации микropустотного пространства флюидопоров вторичными солями кальция и магния, сульфидов металлов (что можно рассматривать как фактор, препятствующий развитию диффузии водорода);

- (2) резкую активизацию сульфат- и железоредуцирующей бактериальной деятельности, как следствие, потерю водорода и развитие коррозионных явлений на инженерном оборудовании.

Высказанные предположения нуждаются в дальнейшем целенаправленном анализе взаимодействия поровых

вод с водород-метановыми смесями на основе репрезентативного объема экспериментальных исследований применительно к конкретным геолого-промышленным условиям перспективных объектов подземного хранения водород-метановых смесей.

Финансирование

Статья написана в рамках выполнения государственного задания (тема «Научное обоснование оптимальных условий подземного хранения водорода совместно с метаном», № АААА-А19-119101690016-9).

Литература

- Абрамова О.П. (2007). Возможный механизм образования очаговых зон нефтегазоаккумуляции. В сб.: *Нефтегазовая гидрогеология на современном этапе (теоретические проблемы, региональные модели, практические вопросы)*. Москва: ГЕОС, с. 170–191.
- Абрамова О.П., Абукова Л.А. (2015). Глинистые толщи осадочных бассейнов – генераторы нафидо- и рудообразующих флюидов. *Мат. Всеросс. научно-практ. конф.: Черные сланцы: геология, литология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья*. Якутск: ИПНГ СО РАН, с. 9–11.
- Абрамова О.П., Абукова Л.А., Попов С.Н. (2011) Проблемы повышения достоверности компьютерных моделей природного и техногенного солеотложения в геологической среде. *Современные проблемы науки и образования*, 4, с. 68. <https://www.scienceeducation.ru/pdf/2011/4/24.pdf>
- Абукова Л.А., Абрамова О.П., Анисимов Л.А., Сианисян Э.С., Воронцова И.В., Исаева Г.Ю. (2017). Геохимия пластовых вод месторождений углеводородов Северного и Среднего Каспия. *Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки*, 4-1(196-1), с. 93–103.
- Абукова Л.А., Карцев А.А., Лашкевич В.С., Иванов В.Д. (2003). Механохимия поровых вод глинистых отложений в аспекте генезиса нефти и газа. В сб.: *Генезис нефти и газа*. Москва: ГЕОС, с. 5–7.
- Барсух Н.Е., Хайдина М.П., Хан С.А. (2018). «Зеленый» газ в газотранспортной системе Европы. *Газовая промышленность*, 10, с. 104–109.
- Басниев К.С. (2011). Водород как один из альтернативных источников энергии будущего. В сб.: *Фундаментальные проблемы разработки месторождений нефти и газа*. Москва: ГЕОС, с. 9–10.
- Басниев К.С., Выродова И.В., Бадюк Е.А. (2008). Подземное хранение водорода. *Наука и техника в газовой промышленности*. Санкт-Петербург, 3(34), с. 87–94.
- Булатов Г.Г. (1979). Подземное хранение водорода. *Дисс. канд. техн. н.* Москва: 234 с.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. (1968). Растворы, минералы, равновесия. Москва: Мир, 368 с.
- Голодковская Г.А., Калининченко И.В., Филимонов Ю.Л., Хлопцов В.Г. (2008). Изменение деформационных и емкостно-фильтрационных свойств песчано-алевритовых пород при эксплуатации подземных хранилищ газа. *Вестник Московского Университета, серия 4: геология*, 3, с. 32–40.
- Дерягин Б.В., Чураев Н.В., Овчаренко Ф.Д. (1989). Вода в дисперсных системах. Москва: Химия, 288 с.
- Иванова А.Е., Борзенков И.А., Тарасов А.Л., Милехина Е.И., Беляев С.С. (2007) Микробиологические исследования на объектах подземного газового хранилища в процессе закачки газа. *Микробиология*, 76(4), с. 515–523.
- Калининченко И.В. (2009) Экспериментальное моделирование изменения деформационных и емкостных свойств пористых коллекторов в связи с эксплуатацией подземных хранилищ газа. *Автореф. дис. канд. геол.-мин. н.* Москва: МГУ, 171 с.
- Кашавцев В.Е., Мищенко И.Т. (2004). Солеобразование при добыче нефти. Москва: Орбита-М, 432 с.
- Клубова Т.Т. (1973). Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. Москва: Недра, 255 с.
- Клубова Т.Т., Королев Ю.М., Резникова А.П. и др. (1986). Поровое пространство и органическое вещество коллекторов и покрышек. Москва: Наука, 95 с.
- Кольчицкая Т.Н., Михайлов Н.Н. (2000). Поведение глинистых пород при циклических нагрузках. *Геология нефти и газа*, 2, с. 52–56.
- Королёв В.А. (1996). Связанная вода в горных породах: новые факты и проблемы. *Соросовский образовательный журнал*, 9, с. 79–85.
- Кулешов В.Н. (1986). Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. *Тр. АН СССР*, 405, 122 с.
- Левшунова С.П. (1994). Водород и его биогеохимическая роль в образовании углеводородных газов в осадочных породах земной коры. *Автореф. дис. докт. геол.-мин. н.* Москва: МГУ, 40 с.
- Логвиненко Н. В., Орлова Л. В. (1987). Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Ленинград: Недра, 237 с.
- Микерина Т.Б., Фадеева Н.П. (2013). Цикличность накопления органического вещества в кайнозойских отложениях Азово-Кубанского нефтегазового бассейна. *Вестник Московского Университета, серия 4: геология*, с. 24–34.
- Назина Т.Н., Иванова А.Е., Голубева О.В., Ибатуллин Р.Р., Беляев С.С., Иванов М.В. (1995). Распространение сульфат- и железоредуцирующих бактерий в пластовых водах Ромашкинского нефтяного месторождения. *Микробиология*, 64(2), с. 245–251.
- Назина Т.Н., Павлова Н.К., Фангтян Ни, Шестакова Н.М., Ивойлов В.С., Циньсян Фенг, Джао Донюн, Прусакова Т.С., Беляев С.С., Иванов М.В. (2008). Регуляция геохимической активности микроорганизмов в нефтяном пласте путем нагнетания водно-воздушной смеси или H₂O₂. *Микробиология*, 77(3), с. 370–379.
- Осипов В.И., Соколов В.Н. Еремеев В.В. (2001). Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений. Москва: Наука, 114 с.
- Словарь по нефтегазовой гидрогеологии (2015). Составители: Карцев А.А., Абукова Л.А., Абрамова О.П. Москва: ГЕОС, 304 с.
- Федорова Н.Ф., Быстрова И.В., Ермолина А.В. (2016). Особенности формирования отложений осадочного чехла юго-западной части Прикаспийской впадины. *Геология, география и глобальная энергия*, 3(62), с. 33–49. <https://doi.org/10.21672/2077-6322.2016.62.3.033-049>
- Basniev, K.S., Omelchenko, R.J., Adzynova, F.A. (2010). Underground hydrogen storage problems in Russia. *Proc. 18th World Hydrogen Energy Conference – WHEC*.
- Bernardez L. A., Ramos C. L. S., Almeida P. F. (2013). A kinetic study on bacterial sulfate reduction. Article in Bioprocess and Biosystems Engineering. *Bioprocess Biosyst Eng*, 36, pp. 1861–1869. <https://doi.org/10.1007/s00449-013-0960-0>
- Carden, P., Paterson, L. (1979). Physical, chemical and energy aspects of underground hydrogen storage. *International Journal of Hydrogen Energy*, 4, pp. 559–569. [https://doi.org/10.1016/0360-3199\(79\)90083-1](https://doi.org/10.1016/0360-3199(79)90083-1)
- Didier M. (2012). Etude du transfert réactif de l'hydrogène au sein de l'argilite intacte. Sciences de la Terre. Université de Grenoble. Français.
- The effects of hydrogen injection in natural gas networks for the Dutch underground storages' (2017). Final Report. Commissioned by the ministry of Economic Affairs. Leipzig.
- Gaboreau S., Gailhanou H., Blanc Ph., Vieillard Ph., Made B. (2020). Clay mineral solubility from aqueous equilibrium: Assessment of the measured thermodynamic properties. *Applied Geochemistry*, 113, <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.104465>
- Hagemann B., Rasoulzadeh M., Panfilov M. et al. (2015). Hydrogenization of underground storage of natural gas. *Comput Geosci*, 20, pp. 595–606. <https://doi.org/10.1007/s10596-015-9515-6>
- Henkel, S., Pudlo, D., Werner, L., Enzmann, F., Reitenbach, V., Albrecht, D., Würdemann, H., Heister, K., Ganzer, L.J., & Gaupp, R. (2014). Mineral Reactions in the Geological Underground Induced by H₂ and CO₂ Injections. *Energy Procedia*, 63, pp. 8026–8035. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2014.11.839>
- Lassin, A., Dymitrowska, M., & Azaroual, M. (2011). Hydrogen solubility in pore water of partially saturated argillites: Application to Callovo-Oxfordian clayrock in the context of a nuclear waste geological disposal. *Physics and Chemistry of The Earth*, 36, pp. 1721–1728. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2011.07.092>
- Machel H.G., Mountjoy E.W. (1986). Chemistry and Environments of Dolomitization – A Reappraisal. *Earth Science Reviews*, 23(3), pp. 175–222. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(86\)90017-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(86)90017-6)
- McMahon, C.J. (2019). Geological storage of hydrogen: natural analogues, flow cell experiments and mass transport modelling. <http://dx.doi.org/10.7488/era/39>
- Ortiz, L., Volckaert, G., & Mallants, D. (2002). Gas generation and migration in Boom Clay, a potential host rock formation for nuclear waste storage. *Engineering Geology*, 64, pp. 287–296. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00107-7](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00107-7)
- Panfilov M., Gravier G., and Fillacier S. (2006). Underground Storage of H₂ and H₂-CO₂- CH₄ mixtures. *10th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery*. Netherlands. <https://doi.org/10.1007/s11242-010-9595-7>
- Panfilov M. (2010). Underground storage of hydrogen: in situ self-organisation and methane generation. *Transp. Porous Media*, 85(3), pp. 841–865. <https://doi.org/10.1016/B978-1-78242-362-1.00004-3>
- Panfilov M. (2016). Underground hydrogen storage as an element of energy

cycle. *Compendium of Hydrogen Energy: Hydrogen Storage, Distribution and Infrastructure*, 91. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201402474>

Pichler M. (2013). Assessment of Hydrogen-Rock Interactions during Geological Storage of CH₄-H₂ Mixtures. Montan Universität Leoben, Leoben. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20131594>

Reitenbach V., Ganzer L.J., Albrecht D., & Hagemann B. (2015). Influence of added hydrogen on underground gas storage: a review of key issues. *Environmental Earth Sciences*, 73(11), pp. 6927–6937. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4176-2>

Shi, Z., Jessen, K., & Tsotsis, T.T. (2020). Impacts of the subsurface storage of natural gas and hydrogen mixtures. *International Journal of Hydrogen Energy*, 45, pp. 8757–8773. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2020.01.044>

Slobodkin A.I., Jeanthon C., L'Haridon S., Nazina T., Miroshnichenko M., Bonch-Osmolovskaya E. (1999). Dissimilatory reduction of Fe(III) by thermophilic bacteria and archaea in deep subsurface petroleum reservoirs of Western Siberia. *Current Microbiol.*, 39, pp. 99–102. <https://doi.org/10.1007/s002849900426>

Truche L., Jodin-Caumon, M., Lerouge C., Berger G., Mosser-Ruck, R., Giffaut E., & Michau N. (2013). Sulphide mineral reactions in clay-rich rock induced by high hydrogen pressure. Application to disturbed or natural settings up to 250 °C and 30 bar. *Chemical Geology*, 351, pp. 217–228. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.025>

Truche, L., Joubert, G., Dargent, M., Martz, P., Cathelineau, M., Rigaudier, T., & Quirt, D. (2018). Clay minerals trap hydrogen in the Earth's crust: Evidence from the Cigar Lake uranium deposit, Athabasca. *Earth and Planetary Science Letters*, 493. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.038>

Yekta A.E., Pichavant M., & Audigane P. (2018). Evaluation of geochemical reactivity of hydrogen in sandstone: Application to geological storage. *Applied Geochemistry*, 95, pp. 182–194. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.05.021>

Сведения об авторах

Лейла Азретовна Абукова – доктор геол.-мин. наук, директор Института проблем нефти и газа РАН

Россия, 119333, Москва, ул. Губкина, д. 3

e-mail: abukova@ipng.ru

Ольга Петровна Абрамова – канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, Институт проблем нефти и газа РАН

Россия, 119333, Москва, ул. Губкина, д. 3

Статья поступила в редакцию 17.09.2020;

Принята к публикации 08.12.2020; Опубликована 30.03.2021

IN ENGLISH

Prediction of hydrogeochemical effects in clayey cap rocks during underground storage of hydrogen with methane

L.A. Abukova*, O.P. Abramova

Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

*Corresponding author: Leyla A. Abukova, e-mail: director@ipng.ru

Abstract. Theoretical issues of joint underground storage of hydrogen with methane are poorly studied, and practical examples are rare. Therefore, it is extremely important to analyze the mutual influence of hydrogen-methane mixtures and the host geological environment. This article presents material that makes it possible to substantiate the most significant hydrochemical processes that affect the transformation of cap rocks. For this purpose, the results of our own experiments, as well as published data on the study of the influence of hydrochemical conditions on the diffusion loss of hydrogen, its interaction with rock-forming minerals, organic matter, and pore waters were used. A quantitative assessment of the decrease in the moisture saturation of clay-rocks samples and, as a consequence, the loss of the mass content of mineral and organic substances is given. It was found that the cyclic change of thermobaric effects leads to a change in the redox conditions in the system “rock ↔ pore water” and is accompanied by an increase in the reactivity of calcium, magnesium, sulfur, iron. The saturation indices of pore water with carbonate and sulfate calcium salts were calculated under the conditions of their precipitation, dissolution, and removal from solution. The interpretation of the experimental data made it possible to substantiate the most probable transformations in clayey cap rocks, which affect their screening capabilities. It is recommended to take into account, when designing and operating storage facilities for hydrogen-methane mixtures, the variety of accompanying hydrochemical and microbiological processes that affect the change in the filtration properties of cap rocks.

Keywords: clayey caprock, pore waters, hydrogen-methane mixtures, loss of hydrogen, underground storage, redox conditions, cyclic load, sulfate reduction

Recommended citation: Abukova L.A., Abramova O.P. (2021). Prediction of hydrogeochemical effects in clayey cap rock during underground storage of hydrogen with methane. *Georesursy = Georesources*, 23(1), pp. 118–126. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2021.1.13>

Acknowledgments

The article was written within the framework of the state assignment, topic “Scientific substantiation of optimal conditions

for underground storage of hydrogen with methane”, No. AAAA-A19-119101690016-9.

References

- Abramova O.P. (2007). Possible mechanism of the formation of oil and gas accumulation zones. *Coll. papers: Oil and gas hydrogeology at the present stage (theoretical problems, regional models, practical issues)*. Moscow: GEOS, pp. 170–191. (In Russ.)
- Abramova O.P., Abukova L.A. (2015). Clay strata of sedimentary basins as generators of naphid and ore-forming fluids. *Proc. All-Russ. Sci.-Pract. Conf.: Black shales: geology, lithology, geochemistry, importance for the oil and gas complex, prospects for use as an alternative hydrocarbon raw material*. Yakutsk: IPNG SO RAN, pp. 9–11. (In Russ.)
- Abramova O.P., Abukova L.A., Popov S.N. (2011). Problems of increasing the reliability of computer models of natural and technogenic salt deposition in the geological environment. *Sovremennyye problemy nauki i obrazovaniya*, 4, p. 68. (In Russ.)
- Abukova L.A., Abramova O.P., Anisimov L.A., Sianisyan E.S., Vorontsova I.V., Isaeva G.Yu. (2017). Geochemistry of formation waters of hydrocarbon fields in the North and Middle Caspian. *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Severo-Kavkazskii region. Seriya: Estestvennye nauki*, 4-1(196-1), pp. 93–103. (In Russ.)
- Abukova L.A., Kartsev A.A., Lashkevich V.S., Ivanov V.D. (2003). Mechanochemistry of pore waters of clay deposits in the aspect of the genesis of oil and gas. *Coll. papers: Genesis of oil and gas*. Moscow: GEOS, pp. 5–7. (In Russ.)
- Barsuk N.E., Khaidina M.P., Khan S.A. (2018). “Green” gas in the gas transmission system of Europe. *Gazovaya promyshlennost' = Gas Industry*, 10, p. 104–109. (In Russ.)
- Basniev K.S. (2011). Hydrogen as one of the alternative energy sources. *Coll. papers: Fundamental problems of development of oil and gas fields*. Moscow: GEOS, pp. 9–10. (In Russ.)
- Basniev K.S., Vyrodova I.V., Badyuk E.A. (2008). Underground hydrogen storage. *Nauka i tekhnika v gazovoi promyshlennosti*, 3(34), pp. 87–94. (In Russ.)
- Basniev, K.S., Omelchenko, R.J., Adzynova, F.A. (2010). Underground hydrogen storage problems in Russia. *Proc. 18th World Hydrogen Energy Conference – WHEC*.
- Bernardez L. A., Ramos C. L. S., Almeida P. F. (2013). A kinetic study on bacterial sulfate reduction. Article in *Bioprocess and Biosystems Engineering. Bioprocess Biosyst Eng*, 36, pp. 1861–1869. <https://doi.org/10.1007/s00449-013-0960-0>

- Bulatov G.G. (1979). Underground hydrogen storage. *Dr. engin. sci. diss.* Moscow: 234 p. (In Russ.)
- Carden, P., Paterson, L. (1979). Physical, chemical and energy aspects of underground hydrogen storage. *International Journal of Hydrogen Energy*, 4, pp. 559–569. [https://doi.org/10.1016/0360-3199\(79\)90083-1](https://doi.org/10.1016/0360-3199(79)90083-1)
- Deryagin B.V., Churaev N.V., Ovcharenko F.D. (1989). Voda v dispersnykh sistemakh (Water in dispersed systems). Moscow: Khimiya, 288 p. (In Russ.)
- Didier M. (2012). Etude du transfert réactif de l'hydrogène au sein de l'argilite intacte. Sciences de la Terre. Université de Grenoble. Français.
- Fedorova N.F., Bystrova I.V., Ermolina A.V. (2016). Features of the formation of sedimentary cover deposits in the southwestern part of the Caspian basin. *Geologiya, geografiya i global'naya energiya = Geology, geography and global energy*, 3(62), pp. 33–49. (In Russ.) <https://doi.org/10.21672/2077-6322.2016.62.3.033-049>
- Gaboreau S., Gailhanou H., Blanc Ph., Vieillard Ph., Made B. (2020). Clay mineral solubility from aqueous equilibrium: Assessment of the measured thermodynamic properties. *Applied Geochemistry*, 113, <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.104465>
- Garrels R.M., Kraist Ch.L. (1968). Rastvory, mineraly, ravnovesiya [Solutions, minerals, equilibria]. Moscow: Mir, 368 p. (In Russ.)
- Golodkovskaya G.A., Kalinichenko I.V., Filimonov Yu.L., Khloptsov V.G. (2008). Changes of deformational and reservoir properties of arenaceous-argillaceous rocks due to operation of underground gas storage facilities. *Moscow University Geology Bulletin*, 63, pp. 162–170. <https://doi.org/10.3103/S0145875208030046>
- Hagemann B., Rasoulzadeh M., Panfilov M. et al. (2015). Hydrogenization of underground storage of natural gas. *Comput Geosci*, 20, pp. 595–606. (In Russ.) <https://doi.org/10.1007/s10596-015-9515-6>
- Henkel, S., Pudlo, D., Werner, L., Enzmann, F., Reitenbach, V., Albrecht, D., Würdemann, H., Heister, K., Ganzer, L.J., & Gaupp, R. (2014). Mineral Reactions in the Geological Underground Induced by H₂ and CO₂ Injections. *Energy Procedia*, 63, pp. 8026–8035. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2014.11.839>
- Ivanova A.E., Borzenkov I.A., Tarasov A.L., Milekhina E.I., Belyaev S.S. (2007) A microbiological study of an underground gas storage in the process of gas injection. *Microbiology*, 76(4), pp. 453–460. <https://doi.org/10.1134/S002626170704011X>
- Kalinichenko I.V. (2009). Experimental modeling of changes in deformation and capacitive properties of porous reservoirs due to the operation of underground gas storage. *Abstract Cand. geol. and min. sci. diss.* Moscow: MSU, 171 p. (In Russ.)
- Kashchavtsev V.E., Mishchenko I.T. (2004). Soleobrazovanie pri dobyche nefiti [Salt formation during oil production]. Moscow: Orbita-M, 432 p. (In Russ.)
- Klubova T.T. (1973). Glinistye mineraly i ikh rol' v genezise, migratsii i akumulatsii nefiti [Clay minerals and their role in the genesis, migration and accumulation of oil]. Moscow: Nedra, 255 p. (In Russ.)
- Klubova T.T., Korolev Yu.M., Reznikova A.P. et al. (1986). Porovoe prostranstvo i organicheskoe veshchestvo kolektorov i pokryshek [Pore space and organic matter of collectors and seals]. Moscow: Nauka, 95 p. (In Russ.)
- Kolchitskaya T.N., Mikhailov N.N. (2000). Behavior of clayey rocks under cyclic loads. *Geologiya nefiti i gaza = Russian Oil and Gas Geology*, 2, pp. 52–56. (In Russ.)
- Korolev V.A. (1996). Bound water in rocks: new facts and problems. *Sorosovskii obrazovatel'nyi zhurnal*, 9, pp. 79–85. (In Russ.)
- Kuleshov V.N. (1986). Isotopic composition and origin of deep carbonates. *Tr. AN SSSR*, 405, 122 p. (In Russ.)
- Lassin, A., Dymitrowska, M., & Azaroual, M. (2011). Hydrogen solubility in pore water of partially saturated argillites: Application to Callovo-Oxfordian clayrock in the context of a nuclear waste geological disposal. *Physics and Chemistry of The Earth*, 36, pp. 1721–1728. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2011.07.092>
- Levshunova S.P. (1994). Hydrogen and its biogeochemical role in the formation of hydrocarbon gases in sedimentary rocks of the Earth's crust. *Abstract Dr. geol. and min. sci. diss.* Moscow: MSU, 40 p. (In Russ.)
- Logvinenko H. V., Orlova L. V. (1987). Obrazovanie i izmenenie osadochnykh porod na kontinente i v okeane [Accumulation and alteration of sedimentary rocks on continents and in oceans]. Leningrad: Nedra, 237 p. (In Russ.)
- Machel H.G., Mountjoy E.W. (1986). Chemistry and Environments of Dolomitization – A Reappraisal. *Earth Science Reviews*, 23(3), pp. 175–222. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(86\)90017-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(86)90017-6)
- Mcmahon, C.J. (2019). Geological storage of hydrogen: natural analogues, flow cell experiments and mass transport modelling. <http://dx.doi.org/10.7488/era/39>
- Mikerina T.B., Fadeeva N.P. (2013). The cyclicity of organic-matter accumulation in the Cenozoic deposits of the Azov-Kuban petroleum basin. *Moscow University Geology Bulletin*, 68, pp. 234–241. <https://doi.org/10.3103/S0145875213040054>
- Nazina T.N., Ivanova A.E., Golubeva O.V., Ibatullin R.R., Belyaev S.S., Ivanov M.V. (1995). Occurrence of Sulfate-and Iron-Reducing Bacteria in Stratal Waters of the Romashkinskoe Oil Field. *Mikrobiologiya = Microbiology*, 64(2), pp. 245–251. (In Russ.)
- Nazina T.N., Pavlova N.K., Fangtian Ni, Shestakova N.M., Ivoilov V.S., Tsin'syan Feng, Dzhaio Donyun, Prusakova T.S., Belyaev S.S., Ivanov M.V. (2008). Regulation of geochemical activity of microorganisms in a petroleum reservoir by injection of H₂O₂ or water-air mixture. *Microbiology*, 77. <https://doi.org/10.1134/S0026261708030120>
- Ortiz, L., Volckaert, G., & Mallants, D. (2002). Gas generation and migration in Boom Clay, a potential host rock formation for nuclear waste storage. *Engineering Geology*, 64, pp. 287–296. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00107-7](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00107-7)
- Osipov V.I., Sokolov V.N. Eremeev V.V. (2001). Glinistye pokryshki neftyanykh i gazovykh mestorozhdenii [Clay caps of oil and gas fields]. Moscow: Nauka, 114 p. (In Russ.)
- Panfilov M. (2010). Underground storage of hydrogen: in situ self-organisation and methane generation. *Transp. Porous Media*, 85(3), pp. 841–865. <https://doi.org/10.1007/s11242-010-9595-7>
- Panfilov M. (2016). Underground hydrogen storage as an element of energy cycle. *Compendium of Hydrogen Energy: Hydrogen Storage, Distribution and Infrastructure*, 91. <https://doi.org/10.1016/B978-1-78242-362-1.00004-3>
- Panfilov M., Gravier G., and Fillacier S. (2006). Underground Storage of H₂ and H₂-CO₂-CH₄ mixtures. *10th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery*. Netherlands. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201402474>
- Pichler M. (2013). Assessment of Hydrogen-Rock Interactions during Geological Storage of CH₄-H₂ Mixtures. Montan Universität Leoben, Leoben. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20131594>
- Reitenbach V., Ganzer L.J., Albrecht D., & Hagemann B. (2015). Influence of added hydrogen on underground gas storage: a review of key issues. *Environmental Earth Sciences*, 73(11), pp. 6927–6937.
- Shi, Z., Jessen, K., & Tsotsis, T.T. (2020). Impacts of the subsurface storage of natural gas and hydrogen mixtures. *International Journal of Hydrogen Energy*, 45, pp. 8757–8773. <https://doi.org/10.1016/j.ijhydene.2020.01.044>
- Slobodkin A.I., Jeanthon C., L'Haridon S., Nazina T., Miroshnichenko M., Bonch-Osmolovskaya E. (1999). Dissimilatory reduction of Fe(III) by thermophilic bacteria and archaea in deep subsurface petroleum reservoirs of Western Siberia. *Current Microbiol.*, 39, pp. 99–102. <https://doi.org/10.1007/s002849900426>
- Slovar' po neftegazovoi gidrogeologii [Dictionary of Petroleum Hydrogeology] (2015). Compiled by: Kartsev A.A., Abukova L.A., Abramova O.P. Moscow: GEOS, 304 p. (In Russ.)
- The effects of hydrogen injection in natural gas networks for the Dutch underground storages' (2017). Final Report. Commissioned by the ministry of Economic Affairs. Leipzig.
- Truche L., Jodin-Caumont, M., Lerouge C., Berger G., Mosser-Ruck, R., Giffaut E., & Michau N. (2013). Sulphide mineral reactions in clay-rich rock induced by high hydrogen pressure. Application to disturbed or natural settings up to 250 °C and 30 bar. *Chemical Geology*, 351, pp. 217–228. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.025>
- Truche, L., Joubert, G., Dargent, M., Martz, P., Cathelineau, M., Rigaudier, T., & Quirt, D. (2018). Clay minerals trap hydrogen in the Earth's crust: Evidence from the Cigar Lake uranium deposit, Athabasca. *Earth and Planetary Science Letters*, 493. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.038>
- Yekta A.E., Pichavant M., & Audigane P. (2018). Evaluation of geochemical reactivity of hydrogen in sandstone: Application to geological storage. *Applied Geochemistry*, 95, pp. 182–194. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.05.021>

About the Authors

Leyla A. Abukova – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Director of the Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences

3, Gubkin st., Moscow, 119333, Russian Federation
e-mail: director@ipng.ru

Olga P. Abramova – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Institute of Oil and Gas Problems of the Russian Academy of Sciences

3, Gubkin st., Moscow, 119333, Russian Federation

Manuscript received 17 September 2020;

Accepted 8 December 2020; Published 30 March 2021