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

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ГЕОРЕСУРСЫ

www.georsru

Т. 21. № 1. 2019

Главное в номере:

• Вещественно-минеральная характеристика техногенных россыпей – потенциальных источников благородного металла...2
И.В. Кузнецова, П.П. Сафронов, Н.В. Моисеенко

• Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала...15
А.А. Краснобаев, В.Н. Пучков, Н.Д. Сергеева, С.В. Бушарина

GEORESURSY GEORESOURCES. SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
ГЕОРЕСУРСЫ
www.geors.ru
e-mail: mail@geors.ru
ISSN 1608-5043 (Print)
ISSN 1608-5078 (Online)
Т. 21. № 1. 2019

Главный редактор:
Муслимов Р.Х. – д.геол.-мин.н., профессор,
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Редакционная коллегия
Агзамов Ф.А., Уфимский государственный нефтяной технический университет, Уфа, Россия
Алтунина Л.К., Институт химии нефти СО РАН, Томск, Россия
Баренбаум А.А., Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия
Калимуллин А.М., Институт ТатНИПИнефть ПАО «Татнефть», Бугульма, Россия
Ламомов А.В., Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия
Нургалиев Д.К., Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия
Ситдикова Л.М., 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
Delamaide E., IFP Technologies (Canada) Inc., Calgary, Canada
Kayal J.R., Institute of Seismological Research, Gandhinagar, India
Vandenberghe 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: Мулиле А.А.
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
Издатель: ООО «Георесурсы»

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

Журнал включен/индексируется в:
- Emerging Sources Citation Index (ESCI) на платформе Web of Science Core Collection;
- База данных CAS (Chemical Abstracts Service);
- База данных GeoRef;
- Базы данных компании EBSCO Publ. на платформе EBSCOhost;
- Перечень рецензируемых научных журналов и изданий;
- Система «Российский индекс научного цитирования».

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

Свидетельство о регистрации СМИ: ПИ № ФС77-38832

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

Подписано в печать 30.03.2019. Тираж 1000. Цена договорная
Отпечатано в ЗАО «Издательский Дом «Казанская Недвижимость»
420029, Россия, Казань, ул. Сибирский тракт, д.34, корп. 4, оф. 324

При цитировании ссылка на журнал «Георесурсы» обязательна.

© 2019 Научно-технический журнал «Георесурсы».
Под изданием ООО «Георесурсы»
Материалы журнала доступны по лицензии
Creative Commons «Attribution» («Атрибуция») 4.0 Всемирная
(https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

Содержание

Геохимия. Минералогия

Вещественно-минеральная характеристика техногенных россыпей – потенциальных источников благородного металла (на примере Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья, Россия) 2
И.В. Кузнецова, П.П. Сафронов, Н.В. Моисеенко

Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала 15
А.А. Краснобаев, В.Н. Пучков, Н.Д. Сергеева, С.В. Бушарина

Платиновые металлы на Бамском золоторудном месторождении Верхнего Приамурья 26
С.М. Радомский, В.И. Радомская

Твёрдофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) 31
Д.Е. Савельев, В.Б. Федосеев

Геология и геохимия нефти и газа

Углеводороды-биомаркеры и изотопный состав углерода битумоидов и нефтей мезозойских отложений западной части Енисей-Хатангской нефтегазоносной области 47
А.П. Афанасенков, Т.П. Жеглова, А.Л. Петров

Перспективы нефтегазоносности Алдано-Майского прогиба 64
А.И. Сафронов, О.Н. Чалая, И.Н. Зуева, А.И. Сивцев

Исследование доманиковых горных пород методом пиролитической газовой хроматомасс-спектрометрии 71
А.Е. Чемоданов, Б.И. Гареев, Г.А. Баталин, Р.С. Герасимов

Геофизика

Малоглубинное сейсмическое зондирование на основе изучения эллиптичности микросейсм 78
В.А. Давыдов

Проектирование и разработка нефтяных и газовых месторождений

Обобщенный закон многофазной фильтрации и новые эффекты поверхностных явлений при двухфазных течениях в пористой среде 86
В.М. Максимов

Способы минимизации факторов неопределенности и геологических рисков на основе газоконденсатного месторождения Умид 92
*Э. Ахмедов, Р. Велиев**

Разработка и эксплуатация геотермальных месторождений

Способы обеспечения устойчивой работы пароводяных скважин 99
А.Н. Шулюпин

SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL
GEORESURSY
www.geors.ru
e-mail: mail@geors.ru

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

V. 21. Is. 1. 2019

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

Editor in Chief: Renat Kh. Muslimov
Kazan Federal University, Kazan, Russian Federation

Editorial Board
Farit A. Agzamov, Ufa State Petroleum Technical University, Ufa, Russian Federation
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
Eric Delamaide, IFP Technologies (Canada) Inc., Calgary, Canada
Almaz M. Kalimullin, Institute TatNIPIneft Tatneft PJSC, Bugulma, Russian Federation
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
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
Lyalya M. Sitdikova, 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: Alsu Mulile. 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:
- **Directory of Open Access Journals (DOAJ);**
- **Web of Science Core Collection (ESCI);**
- **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: 30.03.2018

© 2019 Scientific and Technical Journal Georesursy (Georesources)
Published by Georesursy LLC

Table of Contents

Geochemistry. Mineralogy

Matter-mineral characteristics of technogene placers – potential sources of precious metals (on the example of the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing node of Priamurye, Russia) 2
I.V. Kuznetsova, P.P. Safronov, N.V. Moiseenko

Nature of zircon clastics in the Riphean and Vendian sandstones of the Southern Urals 15
A.A. Krasnobaev, V.N. Puchkov, N.D. Sergeeva, S.V. Busharina

Platinum metals on the Bam gold-ore deposit of the Upper Amur region 26
S.M. Radomskii, V.I. Radomskaya

Solid-state redistribution of mineral particles in the upwelling mantle flow as a mechanism of chromite concentration in the ophiolite ultramafic rocks (on the example of Kraka ophiolite, the Southern Urals) 31
D.E. Saveliev, V.B. Fedoseev

Geology and Geochemistry of Oil and Gas

Hydrocarbon biomarkers and isotopic composition of carbon from bitumoids and oils of Mesozoic sediments in the western part of the Yenisei-Khatanga oil and gas region 47
A.P. Afanasenkov, T.P. Zheglova, A.L. Petrov

Petroleum potential of the Aldan-Maya Depression 64
A.F. Safronov, O.N. Chalaya, I.N. Zueva, A.I. Sivtzev

Research of domanic source rock by pyrolytic gas chromatography-mass spectrometry method 71
A.E. Chemodanov, B.I. Gareev, G.A. Batalin, R.S. Gerasimov

Geophysics

Shallow seismic sounding based on ellipticity analysis of microtremor 78
V.A. Davydov

Oil and Gas Field Design and Development

Generalized law of multiphase filtration and new effects of surface phenomena at two-phase flows in a porous medium 86
V.M. Maksimov

Methods of minimization of uncertainties and geological risks based on Umid gas-condensate field 92
E.H. Ahmadov, R.V. Veliyev

Geothermal Field Development and Operation

Methods for ensuring of stable operate of steam-water wells 99
A.N. Shulyupin

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ
DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.2-14
УДК 553.2

Вещественно-минеральная характеристика техногенных россыпей – потенциальных источников благородного металла (на примере Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья, Россия)

И.В. Кузнецова[1], П.П. Сафронов[2], Н.В. Моисеенко[1]*
[1]*Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения РАН, Благовещенск, Россия*
[2]*Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН, Владивосток, Россия*

За десятки лет добычи и переработки руд и россыпей золота в мире образовалось огромное количество отходов в виде отвалов и хвостохранилищ, содержание ценных компонентов в которых позволяет рассматривать их как реальный дополнительный ресурс благородных металлов. Цель работы заключалась в том, чтобы установить изменения, произошедшие со временем в отвалах золотодобычи, и определить перспективность техногенных россыпей как потенциального источника благородного металла. Для исследования использовались методы аналитической растровой электронной микроскопии, минералогического и атомно-абсорбционного анализов.

На примере Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья выполнен сравнительный анализ минерального и гранулометрического состава первичных и отработанных россыпей. Показано, что при техногенезе изменяется минеральный состав месторождений, в том числе происходит разложение минералов свинца и железа с частичным восстановлением до самородного металла.

В техногенных россыпях кроме самородного золота установлены следующие минералы с высоким содержанием благородного металла: рутил, монацит, магнетит, металлический свинец, галенит, ильменит и циркон. Содержание свободного золота в отвалах составляет в среднем 190 мг/м^3. Основное его количество (до 83%) относится к мелкому (< 0.5 мм).

Изучен химический состав самородного золота и ассоциирующих с ним пород. Установлено, что золото имеет многофазовый состав. Фазы в большинстве своем являются амальгамами золота и имеют двух-, трех- и четырехкомпонентные составы (Au-Hg, Au-Ag-Hg, Au-Hg-Pb, Au-Ag-Hg-Pb). До 30% золота техногенных россыпей отличается высокой пробой. Почти все самородное золото находится в тесных срастаниях с породообразующей матрицей различного состава: гидроалюмосиликатами, окислами и гидроокислами Fe, Mn и Pb, высокоуглеродистыми и углеродсодержащими образованиями и т.д. Под воздействием физико-химических и биохимических процессов в техногенных россыпях происходят различные преобразования самородного золота: очищение за счет выноса серебра, разрушение минералов-концентраторов золота, осаждение микро- и нанозолота на геохимических барьерах с формированием так называемого «нового» золота (от нанообразваний до микро- и макроформ).

При эксплуатации техногенных россыпей следует учитывать, что рудные минералы в них отличаются повышенной концентрацией тяжелых металлов и радиоактивных элементов, золото имеет сложный многофазовый и многокомпонентный состав, и ¾ его амальгамировано. Полученные данные дают дополнительную информацию для разработки технологий по переработке перспективных золотоносных техногенных россыпей.

Ключевые слова: техногенные россыпи, самородное золото, фазовый состав, амальгамы золота, проба золота

Для цитирования: Кузнецова И.В., Сафронов П.П., Моисеенко Н.В. (2019). Вещественно-минеральная характеристика техногенных россыпей – потенциальных источников благородного металла (на примере Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья, Россия). *Георесурсы*, 21(1), с. 2-14. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.2-14

Введение

Мировая история золотодобычи насчитывает не один век. На Дальнем Востоке России благородный металл начали извлекать из россыпей более 150 лет назад, уже в 1865 году был официально разрешён частный золотой промысел в Амурском крае. За десятки лет добычи и переработки руд и россыпей в мире образовалось огромное количество отходов в виде отвалов и хвостохранилищ. По некоторым оценкам (Чантурия, Вигдергауз, 2008) только в России к настоящему времени уже накоплено 12 млрд тонн отходов, содержание ценных компонентов в которых позволяет рассматривать их как реальный дополнительный ресурс благородных металлов. Ресурсный потенциал техногенных золотосодержащих объектов России оценивается во многие сотни тонн Au, что соответствует 55-60% от объемов добытого в стране золота. Так, по некоторым оценкам (Мирзеханова и др., 2016), в Республике Саха (Якутия) техногенного золота не менее 100-150 т, в Амурской области около 270 т. Таким образом, перспективы техногенных россыпных месторождений золота только юга Дальнего Востока России можно оценивать в объеме, сопоставимом с уже изъятыми запасами.

При извлечении золота из первичных россыпей происходят его потери. Это может быть связано как с

*Ответственный автор: Инна Владимировна Кузнецова
E-mail: kuzia67@mail.ru

© 2019 Коллектив авторов

техническим несовершенством применяемого оборудования, что приводит к неполному вскрытию россыпи, так и с присутствием линз многолетнемёрзлых пород, из-за которых пропускаются отдельные блоки россыпей (Шило, 2000). Связанное золото слабо извлекается существующими технологиями, а при высоких содержаниях глинистых минералов происходит вынос тонкого золота вместе с ними в отвалы.

При совершенствовании технологий извлечения золота техногенные россыпи, несомненно, будут снова вовлекаться в отработку. В этой связи изучение минерально-вещественного состояния этих объектов и особенностей состава золота в них является актуальной задачей. Кроме того, подобные исследования важны с точки зрения экологии окружающей среды, поскольку десятилетиями для извлечения благородного металла (вплоть до 1988 года) в России, как и во всем мире, широко применялась ртуть. Она использовалась как на стадии доводки шлиха, так и для получения гравитационного концентрата за счёт полива шлюзов. Ртуть вместе с золотом поступала на доводочные устройства, а после выделения золота попадала в “хвосты” и сбрасывалась в хвостохранилища. Содержания ртути в подобных отвалах приисков и старательских артелей достигает нескольких килограммов на тонну (Ахметов, 2013). Хвостохранилища обычно расположены в понижениях рельефа (в долинах ручьёв и рек), и при изменении русел или с паводковыми водами материал, зараженный ртутью, вовлекается в речные долины и дальше с донными осадками достигает устья рек. Подобная тенденция наблюдается и в других странах, где активно шла золотодобыча (Alpers et al., 2005). В некоторых странах до сих пор продолжается добыча золота с использованием ртути. По данным K. Telmer в результате такой добычи в окружающую среду попадает от 650 до 1350 т ртути в год (Telmer, Veiga, 2008).

Помимо ртути, в зону аэрации выводятся связанные в минералах тяжелые металлы (Pb, Zn, As и т.д.) и радиоактивные элементы (U, Th) (Соболев и др., 1997; Тарасенко и др., 2017; Tarasenko et al., 2017a, 2017b). Сочетание водно-воздушного воздействия приводит к разрушению многих минералов, что сопровождается увеличением концентрации этих элементов в природной среде.

Вещество отработанных россыпей (отвалов) представляет собой механическую смесь различных пород, из которых состояли первичные россыпные месторождения золота. Это аллювиальные, делювиальные, элювиальные и пролювиальные отложения. Следует отметить, что каждое техногенное месторождение, также как и первичная россыпь, имеет свои индивидуальные характеристики, которые должны обязательно учитываться при выборе технологии его отработки. Минеральный состав и минералого-геохимические особенности техногенных россыпей, как правило, наследуются от первичной россыпи, но в процессе техногенеза испытывают определенные изменения (Шило, 2000; Наумов, Наумова, 2010).

Цель работы заключалась в следующем: установить изменения, произошедшие со временем в отвалах золотодобычи; на примере Нижнеселемджинского золотоносного узла (НЗУ) Приамурья сделать сравнение вещественно-минерального состава первичных и техногенных россыпей; провести исследования химического состава самородного золота из техногенных россыпей; определить экологические риски и рассмотреть перспективность техногенных россыпей для повторной отработки.

Краткая геологическая характеристика

Нижнеселемджинский золотоносный узел расположен в пределах Чагоян-Быссинской металлогенической зоны Приамурской золоторудной провинции на правобережье нижнего течения р. Селемджи (Рис. 1). Для него, как и для других золотоносных узлов этой металлогенической зоны, характерны оруденение преимущественно золото-кварцевого, золото-полиметаллического и золото-серебряного типов, и россыпи с мелким и тонким золотом (Кузнецова, 2011).

В строении Нижнеселемджинского золотоносного узла принимают участие, главным образом, рифейские метаморфические сланцы, а также терригенные образования силурийского возраста, прорванные разновозрастными интрузиями кислого и среднего состава.

Центральная часть узла сложена крупными гранитоидными интрузивами ордовикского гранитового комплекса и средне-позднекаменноугольного габбро-гранитового комплекса, а также серией малых интрузий и даек гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов раннемелового возраста.

В пределах узла установлены проявления минерализации золота, серебра, свинца, олова, ниобия и других элементов.

Наиболее известные рудопроявления золота – Храброе, Утесное и Загадочное, и большинство точек минерализации представлены зонами золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого прожилкования в кварц-слюдистых, углеродистых и известковистых сланцах рифея. Кроме того, установлены участки минерализации среди гранитоидов палеозоя (р. Татарка и руч. Георгиевский). Из рудных минералов отмечаются пирит, арсенопирит, галенит и самородное золото.

Золотополиметаллические (свинцовые) рудопроявления Королевское и Косматое установлены в песчаниках, алевролитах и туфах силура, а проявление Веселое привязано к верхнепротерозойским терригенно-карбонатным отложениям. Наличие в шлихах не окисленного галенита говорит о близком источнике коренной сульфидной минерализации (Моисеенко, Кузнецова, 2010). При дражной отработке россыпи р. Некля и руч. Веселый в тяжелых шлихах повсеместно встречался слабо окатанный галенит (до 24 % от массы шлиха). По данным атомно-абсорбционного анализа, в галените содержится Au – 67.75 г/т, Ag – 200 г/т. Отношение золота к серебру – 0.34. По этому показателю галенит НЗУ ближе к золоторудным и золото-полиметаллическим месторождениям Приамурской провинции, чем к собственно полиметаллическим (Кузнецова, Моисеенко, 2011).

Рудопроявления олова и ниобия (Т. 8-10 р. Татарка, Т. 12 руч. Безназванный) приурочены к метасоматически измененным гранитам октябрьского комплекса. По данным минералогического анализа в них содержатся колумбит, пирохлор, самарскит и касситерит. Содержание олова достигает 0.06%, а ниобия – 0.041% (Кузнецова, 2011).

Месторождений благородного металла, соответствующих по продуктивности многочисленным россыпям, на

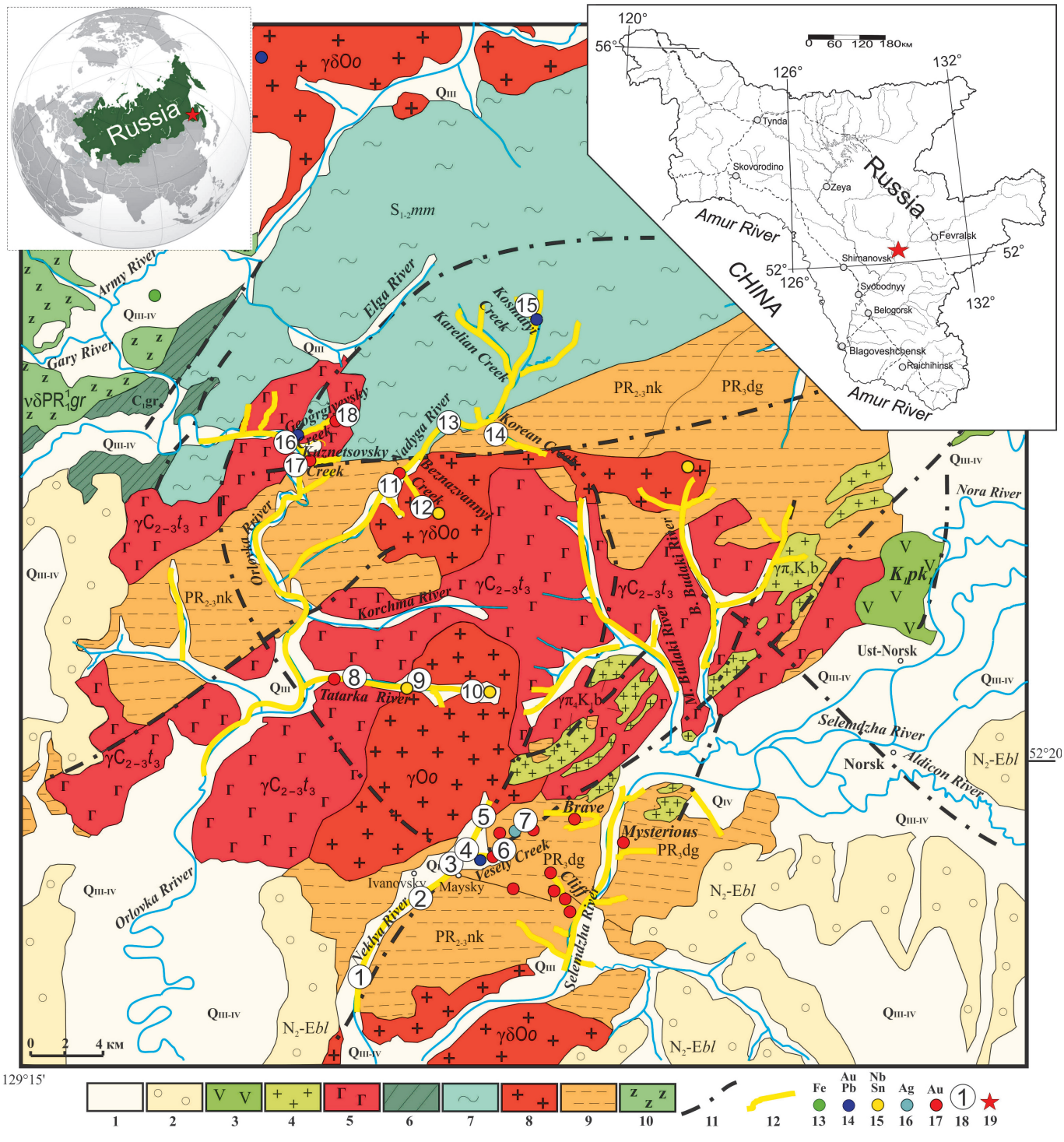


Рис. 1. Схематическая карта: географическое положение (отмечено на врезке), геологическое строение и рудоносность Нижнеселемджинского золотоносного узла (с использованием фондовых материалов В.Ф. Зубкова, 1980 и Д.Л. Вьюнова, 2005). 1 – четвертичные образования (валуны, галька, гравий); 2 – неоген-четвертичные образования (глины, песок, галька, алевролиты); 3 – раннемеловые андезиты; 4 – раннемеловые гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и диоритовые порфириты; 5 – граниты и гранодиориты среднего-позднего карбона; 6 – нижнекарбоновые отложения (песчаники, известняки, алевролиты); 7 – силурийские отложения (песчаники, алевролиты, конгломераты, туфы); 8 – ордовикские граниты; 9 – верхнепротерозойские терригенно-карбонатные отложения (сланцы, известняки, песчаники); 10 – раннепротерозойские габбродиориты; 11 – разломы; 12 – россыпи золота; 13-17 – рудопроявления и точки минерализации: 13 – железа, 14 – золота и свинца, 15 – олова и ниобия, 16 – серебра, 17 – золота, 18 – точки отбора проб; 19 – местоположение Нижнеселемджинского золотоносного узла. Т. 1-5 р. Некля; Т. 6-7 руч. Веселый; Т. 8-10 р. Татарка; Т. 11, 13 р. Надяга; Т. 12 руч. Безназванный; Т. 14 руч. Корейский; Т. 15 руч. Косматый; р. Орловка (16) ее притоки – Т. 17 руч. Кузнецовский; Т. 18 руч. Геогриевский (Кузнецова, 2011; Сафронов, Кузнецова, 2017).

данный момент не выявлено, что возможно объясняется тем, что основным источником золота россыпей НЗУ являются широко рассеянные по площади маломощные золотоносные кварцевые прожилки в осадочных породах, метаморфизованных в фации зеленых сланцев.

В пределах узла развиты в основном аллювиальные россыпи золота, большинство из которых залегает в верхнечетвертичных отложениях. Золотоносные пласты располагаются под современным аллювием на глубине от 2-5 до 12 м на плотике из коренных пород, сложенном

выветрелыми верхнепротерозойско-нижнекембрийскими сланцами и палеозойскими гранитами (иногда ими являются глины коры выветривания).

Аллювиальные отложения характеризуются большим содержанием глинистого и кварцевого материала. Средний минеральный состав первичных россыпей представлен на рис. 2.

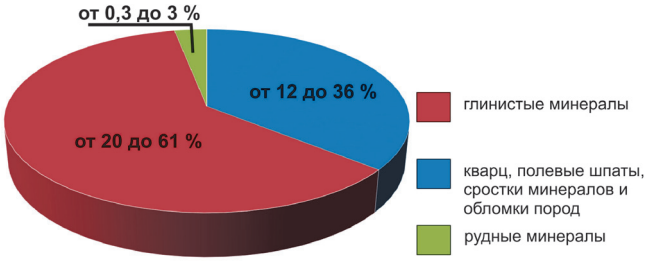


Рис. 2. Средний минеральный состав первичных россыпей НЗУ

Для первичных россыпей НЗУ характерен значительный разброс выхода тяжелого шлиха – от 0.2 до 9 кг/м^3 промытой породы. При изучении минерального состава тяжелого шлиха было установлено, что электромагнитная фракция (34-72% от массы тяжелого шлиха) на 50% сложена ильменитом, также в ней встречаются гранат, монацит и гематит. Магнитная фракция (3-7% от массы тяжелого шлиха) на 90% состоит из магнетита и мартита. В немагнитной фракции (4-29% от массы тяжелого шлиха) доминирует циркон (до 55%), присутствуют рутил, сфен, касситерит, галенит, пироморфит и золото (Кузнецова, 2011).

Содержание золота в первичных россыпях составляет от десятков мг/м^3 до 3946 мг/м^3, в среднем 282 мг/м^3 на массу. Основная масса золота (до 70%) относится к классу (-0,5 мм). Изредка отмечались находки самородков весом от 30 до 150 г. Средняя проба Au – 880 промилле (здесь и далее по тексту Au/(Au+Ag)×1000). В качестве примесей иногда присутствуют Fe, Zn, Sb, Zn, As, Pb, Ti, Mg, Mn, Ni, Co и Bi. Содержание меди в золоте стабильно в пределах 0.01-0.03 %. Значительные колебания установлены только для серебра (от 4.1 до 13.9%) (Неронский, Добрая, 1975), количество которого зависит как от термодинамических условий образования руд, так и от длительности воздействия на него различных факторов в экзогенных условиях. В зоне окисления происходит как электрохимическое выщелачивание серебра с поверхности зерен, так и отложение на зернах более высокопробного Au (Groen et al., 1990; Lalomov et al., 2016), что также приводит к увеличению пробности золота. Кроме того, в первичных россыпях постоянно присутствует слабо окатанное золото в сростках с кварцем.

На сегодняшний день практически все первичные россыпи отработаны и переведены в разряд техногенных россыпей.

Методы исследования

Для исследований было отобрано 7 объемных проб (30-80 кг) на объектах Нижнеселемджинского золотоносного узла: р. Некля (Т. 1-5) с притоком – руч. Веселый (Т. 6, 7), р. Татарка (Т. 8-10), р. Надяга (Т. 11, 13) с притоками – руч. Безназванный (Т. 12), ручей Корейский (Т. 14), ручей Косматый (Т. 15), р. Орловка (Т. 16) с притоками – руч. Кузнецовский (Т. 17), руч. Геогриевский (Т. 18) (Рис. 1). Стандартным фракционированием из проб выделен тяжелый шлих. Атомно-абсорбционный и минералогический анализ проб и образцов проводился в Институте геологии и природопользования Дальневосточного отделения РАН (ФГБУН ИГиП ДВО РАН). Самородное золото и минералы-концентраторы благородного металла в виде отдельных зерен и сростков выделялись по заранее отработанной методике (Моисеенко, 2007).

Изучение элементного состава, морфологических и микроструктурных особенностей минералов проводилось методом аналитической растровой электронной микроскопии (АРЭМ) на электронном микроскопе EVO 40XVP («Carl Zeiss», Германия), оснащенном системой энергодисперсионного рентгеновского (EDX) анализа INCA Energy («Oxford instruments», Великобритания), в центре электронной микроскопии в ФГБУН «Национальный научный центр морской биологии» Дальневосточного отделения РАН (ННЦМБ ДВО РАН). Зерна и сростки закреплялись на специальных столиках и изучались в режимах вторичных и обратно-рассеянных электронов и режиме EDX микрозондирования при различных увеличениях (при ускоряющем напряжении электронного пучка 20 кВ). При этом образцы не напылялись углеродом, поскольку они, в большинстве своем, являются токопроводящим материалом. Это позволило в процессе анализа однозначно выявлять углерод в породах (минеральных смесях), находящихся в тесных срастаниях с золотом.

Результаты и их обсуждение

При изучении техногенных россыпей НЗУ было установлено, что по гранулометрическому и минеральному составам они отличаются от первичных россыпей. При отработке последних происходит вымывание глинистых минералов, соответственно в отвалах растет доля кварца и полевых шпатов, увеличивается процент рудных минералов (Рис. 3).

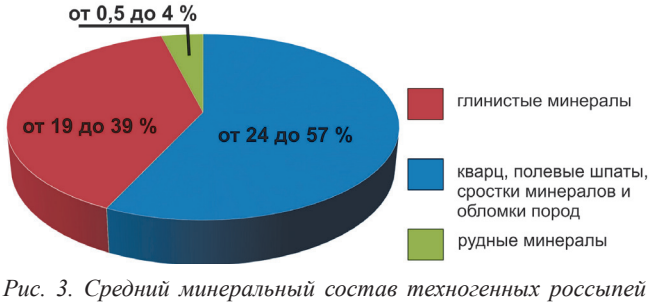


Рис. 3. Средний минеральный состав техногенных россыпей НЗУ

В среднем в техногенных россыпях выход тяжелого шлиха составляет от 0,5 до 4% от массы породы. Электромагнитная фракция (от 6 до 80%) представлена в основном ильменитом (до 62%), монацитом, сидеритом, гранатом и пироморфитом. Магнитная фракция (3-12%) сложена конгломератами окислов и гидроокислов железа (до 80%), магнетитом (до 25%) и мартитом. Немагнитная фракция (от 2 до 29%) включает в себя циркон (до 70%), касситерит, рутил, самородный свинец, золото, сфен и галенит.

Для тяжелого шлиха техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла характерен повышенный радиоактивный фон (до 170 мкР/ч), что

объясняется присутствием в шлихе (до 10%) ториевых минералов (монацита) и урансодержащего циркона (Кузнецова и др., 2017; Моисеенко, Кузнецова, 2017).

В процессе работ был проведен сравнительный анализ тяжелых фракций первичной и техногенной россыпей руч. Веселого (Табл. 1).

Россыпь руч. Веселый		
минералы тяжелой фракции	первичная %	техногенная %
ильменит	30	46
галенит	12	5
мартит	8	зн.
гематит	6	–
лимонит	5	зн.
гранат	3	2
рутил	3	1
магнетит	3	1.3
пирит	2.3	зн.
танталониобаты	1.4	–
окислы Mn	0.1	–
самородный свинец	–	15
монацит	1.4	10
конгломерат окислов и гидроокислов Fe	0.3	8
циркон	4	5
шарики Fe	–	4
касситерит	0.5	1
сидерит	–	0.2
шеелит	–	зн.
амальгама золота	–	0.5
среднее содержание Au в шлихе, г/т	267	147
среднее содержание Au в россыпи на массу, мг/м^3	329	187

Табл. 1. Состав тяжелой фракции первичной и техногенной россыпей (ручей Веселый)

Часть россыпей НЗУ (руч. Веселый, Косматый и Георгиевский) образованы по породам с золото-полиметаллической (галенитовой) минерализацией. В зоне гипергенеза галенит разрушается, но медленнее, чем другие сульфиды. Его содержание в техногенных россыпях по сравнению с первичной россыпью уменьшается до 5%. Галенит частично корродирован с образованием на нем локальных участков из оксидов, гидрооксидов и сульфатов свинца. Для минералов свинца характерно повышенное содержание благородного металла. По данным АРЭМ продукты преобразования галенита в виде корочек медно-сурьмяно-хлоридно-свинцовых гидрооксидов встречаются на поверхности золотин. Нередко на золоте наблюдаются выделения англезита ($PbSO_4$).

В отвалах количество металлического Pb достигает 15%. Это связано с тем, что в окислительно-восстановительных условиях, создаваемых деструкцией органического вещества, заболоченностью и отсутствием кислорода, происходит разложение галенита и некоторых минералов железа с частичным восстановлением до самородного металла (Myagkaya et al., 2016). С этими же процессами связано наличие в тяжелой фракции отвалов до 4% металлического Fe.

Для техногенных россыпей кроме восстановительных условий, в первую очередь, характерны процессы окисления. В зоне гипергенеза происходит разрушение минералов, в основном сульфидов, с образованием оксидов и гидроксидов металлов. Пирит интенсивно окисляется до оксидов и гидрооксидов железа, если в первичных россыпях его доля составляет несколько процентов, то в техногенных он встречается в знаковых количествах. Что касается мартита, гематита и лимонита, то в условиях техногенеза происходит их перераспределение с образованием конгломератов и стяжений. В тяжелом шлихе становится меньше магнетита. Увеличивается доля ильменита – до 46%, и монацита – до 10%.

Появляется амальгама золота (до 0.5%). Встречается свободное самородное золото, среднее содержание которого в шлихе составляет 187 г/т. В отвалах самородное золото обычно представлено всеми гранулометрическими разностями, характерными для первичных россыпей, но отмечается уменьшение содержания средних классов, которые наиболее легко извлекаются при первичной отработке, соответственно растет процент тонкодисперсионного и макроскопического золота (Шило, 2000), встречаются и самородки. Гистограмма распределения золота по гранулометрии в первичной и техногенной россыпи кл. Веселый отображена на рис. 4, из которой видно, что основная масса золота в отвалах (до 83%) относится к классу -0.5 мм, то есть к мелкому и тонкодисперсному.

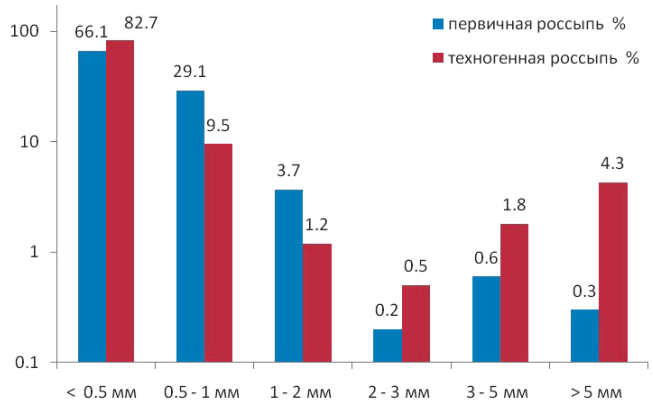


Рис. 4. Гистограмма распределения самородного золота по размерным классам в первичной и техногенной россыпях кл. Веселый

В отработанных россыпях, как правило, встречаются минералы-концентраторы с разным содержанием в них золота. Например, в техногенной россыпи кл. Веселый установлены: рутил (Au 1000 г/т, Ag 70 г/т), монацит (Au 680 г/т, Ag 600 г/т), магнетит (Au 300 г/т, Ag 100 г/т), халцедоновидный кварц (Au 150 г/т, Ag 30 г/т), металлический свинец (Au 140 г/т, Ag 50 г/т) и галенит (Au 10 г/т, Ag < 2 г/т). Отложения наноразмерного Au на поверхности и по дефектам структур минералов (галенита, рутила, монацита), говорит о гипергенном генезисе благородного металла. В отвалах россыпей, где в процессе золотодобычи широко использовалась ртуть, происходит активная трансформация амальгам с высвобождением благородного металла. При этом золотом заражаются типично акцессорные минералы россыпей, такие как ильменит (Au 110 г/т, Ag 50 г/т) и циркон (Au 280 г/т, Ag 560 г/т) (данные атомно-абсорбционного анализа) (Кузнецова, 2011).

Для определения морфологии, микроструктуры и химического состава самородного золота из техногенных

россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья методами растровой электронной микроскопии было изучено 396 образцов, выполнено несколько сотен EDX анализов.

Полученные данные (Табл. 2) показывают, что самородное золото неоднородно по составу. В нем установлены фазы от практически чистого золота, твердых растворов золота с серебром, до амальгам на основе элементов Au, Ag, Hg, Pb. Амальгамные фазы присутствуют в большей части изученных образцов.

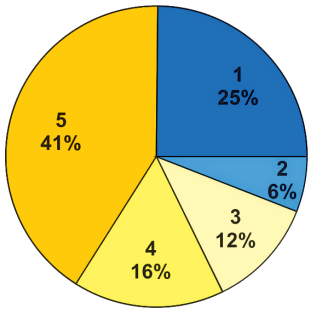
	Система	Диапазоны содержаний элементов			
		Au	Ag	Hg	Pb
Самородное золото	Au	100	-	-	-
	Au-Ag	88.9-99.3	0.7-11.1	-	-
Амальгамы золота	Au-Hg[1]	87.8-99.3	-	0.7-12.2	-
	Au-Ag-Hg	73.3-93.0	1.0-13.7	1.7-22.3	-
	Au-Hg-Pb[2]	42.3-95.1	-	2.2-16.7	1.4-50.4
	Au-Ag-Hg-Pb[3]	60.0-90.2[3]	0.4-4.7	1.5-17.4	0.6-24.0

Табл. 2. Химический состав самородного золота из техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья по данным EDX анализа, масс.%. Примечание: пропуски означают, что элемент не обнаружен. Примеси: [1] Cu 0.5-1.7%; [2] Sb 1.8-3.5%; [3] Zn 0.78-0.9%. Все выполненные анализы нормированы, т.е. их суммы приведены к 100%.

Следует отметить, что особенностью изученного техногенного золота является наличие в его составе значительного количества Pb-содержащих амальгам. Это может быть следствием того, что различные минералы свинца, присутствующие в рудах и вмещающей породе, а также нередко сопровождающие золото в россыпях, частично или полностью разлагались в условиях гипергенеза с образованием подвижных комплексных соединений Pb, и, вероятно, свободных атомарных его форм. Последние, соединяясь с Hg и Au, образовывали Pb- и Hg-содержащие золотоносные фазы различного состава (Сафронов, Кузнецова, 2017).

Исходя из элементного состава исследованных образцов (Табл. 2), авторы условно разделили самородное золото техногенных россыпей на 2 группы (Рис. 5). В первую группу (I) выделено самородное золото, во вторую группу (II) – амальгамы золота. К первой группе относится чистое золото (1000‰) и твердые растворы золота с серебром (Au-Ag) (979‰). Для образцов второй группы установлены ртутьсодержащие фазы, представляющие собой амальгамы двухкомпонентного (Au-Hg), трехкомпонентного (Au-Ag-Hg), (Au-Hg-Pb) и четырехэлементного (Au-Ag-Hg-Pb) составов. Средняя проба золота этой группы – 870‰. Среди трехкомпонентных амальгам 12% относится к системе Au-Ag-Hg и 16% – к системе Au-Hg-Pb. Среди трех- и четырехкомпонентных составов авторами впервые выделены следующие соединения: $Au_1(Hg,Pb)_1$, $(Au,Ag)_2(Hg,Pb)_1$, $(Au,Ag)_4Hg_1$, $(Au,Ag)_4(Hg,Pb)_1$, $Au_3(Hg,Pb)_4$, $Au_4(Hg,Pb)_3$, $(Au,Ag)_9Hg_1$ и $(Au,Ag)_9(Hg,Pb)_1$ (Сафронов, Кузнецова, 2017). В золоте встречаются примеси Cu, Zn и Sb.

По результатам проведенных исследований установлено, что ⅓ самородного золота техногенных россыпей относится к высокопробным разностям, и до 70% образцов заражено ртутью (Рис. 5). В ряде образцов зафиксированы фазы, состоящие на 97 масс.% из Hg с примесью Pb ~ 2% и As < 1%. Наличие свободной ртути указывает на ее присутствие в отвалах техногенных россыпей.



Группа		Фазы техногенного золота	Проба золота, ‰
I	1	(Au-Ag) + (Au)	887 до 1000 средняя 979
	2	(Au-Ag)	
II	3	(Au-Ag-Hg) + (Au-Hg) + (Au)	423 до 1000 средняя 870
	4	(Au-Hg-Pb) + (Au-Hg) + (Au)	
	5	(Au-Ag-Hg-Pb)+(Au-Hg-Pb)+ (Au-Ag-Hg) + (Au-Hg) + (Au-Ag)+(Au)	

Рис. 5. Диаграмма количественного соотношения самородного золота техногенных россыпей с разным фазовым составом (Нижнеселемджинский золотоносный узел, Приамурье)

В россыпях Нижнеселемджинского золотоносного узла широко развито «новое» золото, которое отлагается на поверхности окатанных золотин (Петровская, 1973; Reith et al., 2012; Hough et al., 2011; Shuster, Southam, 2015). Аутигенное золото, обнаруженное под электронным микроскопом в виде микро- и наноразмерных фаз образует ажурные каймы, шестигранные призмы, губчатые, глобулярные и нитевидные образования (Рис. 6) и характеризуются более высокой пробой (до 1000‰), а в некоторых случаях образуют фазы с ртутью (Рис. 6е). На образование этого золота в техногенных условиях указывает не только высокая проба, отличная от пробы основного золота, но и примесь ртути (Yesares et al., 2014).

Амальгамированное золото попало в отвалы во время его добычи из россыпей. Но часть многофазного золота образовалась или подверглась изменению состава уже непосредственно в отвалах за счет взаимодействия остаточной ртути с частицами золота. Как правило, поверхность амальгамных обособлений золота обладает сглаженной структурой. Но иногда на поверхности встречаются корродированные участки с причудливой микроструктурой, которые, по-видимому, являются результатом воздействия агрессивных растворов на золото (Рис. 6е). При этом растворы, скорее всего, содержали свинцовые комплексы, поскольку в корродированных участках наблюдается повышенное содержание Pb (6.27 масс.%) и пониженное ртути (2.54 масс.%) по сравнению с менее измененными участками, где Pb 1.89%, а Hg 6.07%. Иначе говоря, ртуть в корродированных участках частично растворена (вынесена из них) и замещена свинцом. Содержания золота в обоих случаях практически одинаковые – 91 и 92%.

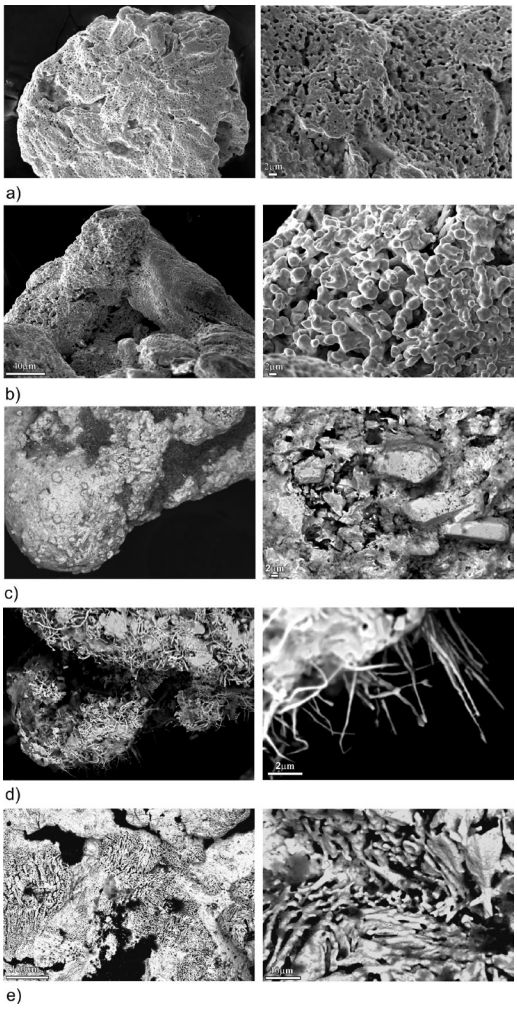


Рис. 6. Микроструктура самородного золота техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья: a) пористая, b) глобулярная, c) кристаллическая, d) нитевидная, e) дендритоидная. Микроснимки a, b получены во вторичных электронах; c, d, e – в обратно-рассеянных электронах.

Определенная роль в образовании аутигенного золота в россыпях принадлежит бактериям. Давно установлено присутствие некоторых типов бактерий в россыпных месторождениях. А экспериментами показано, что бактерии способны концентрировать растворенное золото в видимые, по крайней мере, под электронным микроскопом частицы (Маракушев и др., 1989; Reith et al., 2010; Southam et al., 2009; Shuster, et al., 2016, Rea et al., 2016). Более того, в одном из месторождений Октябрьского золотоносного узла в свое время было обнаружено бактериальное золото (Сафронов и др., 1998).

При изучении золота техногенных россыпей методами электронной микроскопии зафиксировано, что большая часть благородного металла представляет собой сростки, состоящие из зерен различного состава и морфологии, сцементированных между собой полиминеральной матрицей (Рис. 7a), нередко амальгамой золота. Почти все образцы содержат включения пород сложного состава (Рис. 7b). Ниже в качестве примера приведены показательные микроснимки образцов золота содержащих породу с приведенными точками (спектрами) EDX анализов и рассчитанными составами (Рис. 8a, b, c; табл. 3, 4, 5). Просмотрено и изучено несколько сотен подобных участков и выполнено более 500 анализов. В целом, включения породы в золоте имеют сложный состав и строение. Во многих породных образованиях, находящихся в тесных срастаниях с самородным золотом, также происходит процесс формирования аутигенного благородного металла. Включения наноразмерного золота, невидимого под электронным микроскопом даже при самых больших увеличениях, – так называемого кластерного Au, надежно фиксируются энергодисперсионным рентгеновским спектрометром (Сафронов, Кузнецова, 2016) (Рис. 8, снимок 5, табл. 4, сп. 2-5, Au ~ от 0.5 до 1.5%).

В процессе самоорганизации образуются более крупные изометричные, часто сфероидальные выделения

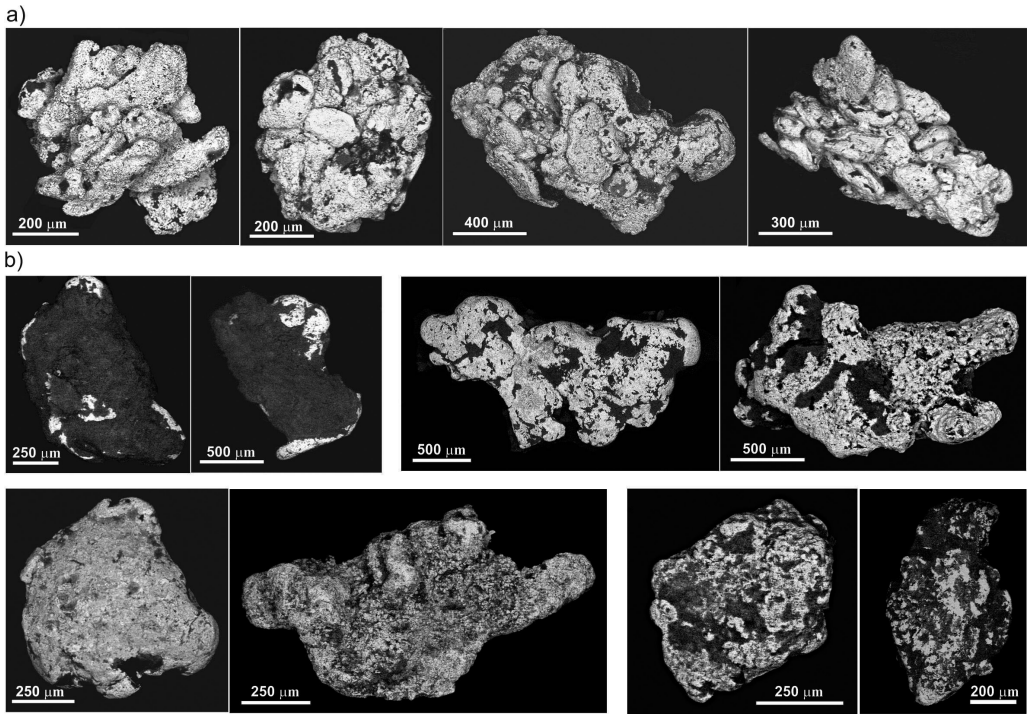


Рис. 7. Микроснимки различных морфологических типов самородного золота из техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья. Снято в обратно-рассеянных электронах.

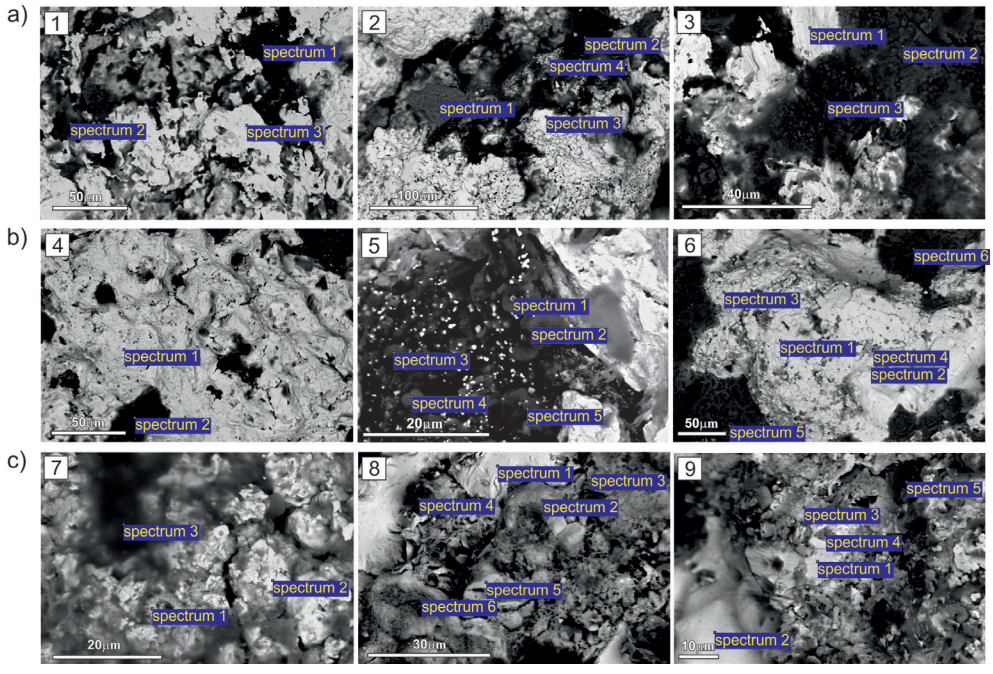


Рис. 8. Микроснимки 9 золотин содержащих породу с приведенными точками (спектрами) ЭДР анализов. Рассчитанные составы показаны в таблицах 3, 4, 5.

микроснимок / элемент	1			2			3		
	спектр			спектр			спектр		
	Sp 1	Sp 2	Sp 3	Sp 1	Sp 2	Sp 3	Sp 1	Sp 2	Sp 3
C		63.51			85.64			18.52	38.02
N		18.16							
O	65.19	16.63		58.55	11.57			53.18	44.93
Na				0.87					
Al	15.18	0.28			0.48			1.13	1.15
Si	15.94	0.35		0.50	0.77			1.41	2.06
S				0.60				0.75	0.44
Cl				0.78					
K	0.13			0.46	0.10				
Ti	0.64								
Mn									0.13
Fe	2.61	0.56		38.05	0.34			23.60	12.58
Ag					0.09		13.48	0.49	
Au		0.41	100	0.19	0.87	100	86.52		
Hg	0.12	0.05						0.69	0.52
Pb	0.19	0.05			0.15			0.24	0.19

Табл. 3. Состав ассоциирующих с самородным золотом пород по данным ЭДР анализа, ат. % (микроснимки 1-3). К снимку 1: Сп 1 – включение каолинита в интерстиции самородного золота; в каолините примесь гидрогетита; Сп 2 – углеродистое образование с Au, Hg и Pb; Сп 3- золото (1000‰). К снимку 2: Сп 1 – гематит; Сп 2 – углеродистая порода с Au, Ag и Pb; Сп 3 – золото (1000‰). К снимку 3: Сп 1 – высокопробное золото; Сп 2 и Сп 3 – углеродсодержащая тонкодисперсная смесь лимонита и гидроалюмосиликата с Hg и Pb.

благородного металла различного размера. Состав такого золота простой – 100% Au (Табл. 4, снимок 5, сп. 1). Размер наночастиц колеблется в диапазоне от 50-100 нм до 500-600 нм. Некоторые частицы объединены в группы из двух, трех и более индивидов, и размер таких агрегатов уже выходит за рамки нанометрового диапазона и составляет несколько микрометров. Подобное нанозолото наблюдалось при изучении рудных месторождений (Моисеенко и др., 2010; Сафронов и др., 2011; Моисеенко, Кузнецова, 2014; Моисеенко, Моисеенко, 2012). В условиях гипергенеза и техногенеза первичные минералы-концентраторы золота разрушаются, с высвобождением благородного металла (Наумов, Наумова, 2013; Hough et al., 2011; Reith et al., 2010; Lengke et al., 2006a, 2006b; Craw, Lilly, 2016; Fairbrother et al., 2012; Кузнецова и др., 2015), далее происходит самоорганизация наночастиц золота через кластеры к сфероидам, от сфероидов к агрегатам до образования самостоятельных фаз, то есть последовательная концентрация и укрупнение Au от наноразмерных до видимых его выделений (Моисеенко, 2007; Моисеенко, Моисеенко, 2012; Shuster, Southam, 2015, Shuster et al., 2017; Hough et al., 2011).

Изученные на аналитическом растровом электронном микроскопе включения пород в зернах золота, как правило, представляют собой тонкодисперсную (иногда мелкозернистую) смесь ряда минералов и углеродистого вещества. Из наиболее часто встречающихся образований пород в образцах благородного металла можно выделить

микроснимок / элемент	4		5					6					
	спектр		спектр					спектр					
	Sp 1	Sp 2	Sp 1	Sp 2	Sp 3	Sp 4	Sp 5	Sp 1	Sp 2	Sp 3	Sp 4	Sp 5	Sp 6
C											27.13		
O		64.66		62.93	69.51	69.17	63.55				52.88	63.15	64.03
Na				0.37	0.39	0.24	0.19						
Mg		0.77		0.72	0.31		0.33					1.03	2.65
Al		12.06		10.56	11.39	10.18	11.84				5.43	10.85	11.16
Si		14.05		10.73	11.65	9.80	10.83				5.96	17.71	13.81
P				0.20	0.19	0.33	0.25						
S					0.17	0.27	0.02						
Cl		0.27		0.34	0.44	0.41	0.27						
K		0.91		1.62	0.70	0.42	0.75					2.34	0.30
Ca		0.21		0.56	0.26	0.47	0.43					0.24	0.41
Ti		0.15		0.26	0.12	0.24	0.27					0.19	
Mn		2.66		1.74	1.68	1.23	1.47				0.98	2.24	1.07
Fe		2.35		8.83	2.24	5.30	9.01				0.43	1.84	6.26
Ag	11.75							1.88	6.59	4.36			
Sn	3.05												
Au	55.78		100	0.68	0.70	1.54	0.47	90.30	78.74	85.37	0.54		
Hg	15.93	0.56		0.30	0.12	0.14	0.13	7.82	9.85	6.60		0.34	0.30
Pb	13.48	1.35		0.17	0.13	0.25	0.17		4.82	3.67	6.63	0.07	

Табл. 4. Состав ассоциирующих с самородным золотом пород по данным EDX анализа, ат. % (микроснимки 4-6). К снимку 4: Сп 1 – амальгама золота с Pb и Sn; Сп 2 –смесь гидроалюмосиликатов и гидроокислов Mn и Fe. К снимку 5: Сп 1 – нанозолото (1000‰); Сп 2, Сп 3, Сп 4, Сп 5 – тонкодисперсная смесь гидроалюмосиликатов и гидроокислов Fe и Mn с частицами наноразмерного золота. К снимку 6: Сп 1 – высокопробная амальгама золота; Сп 2 и Сп 3 –амальгама золота с примесью Pb; Сп 4 – карбонат Pb с каолинитом; Сп 5 и 6 – гидроалюмосиликат с примесью Hg и Pb.

микроснимок / элемент	7			8						9				
	спектр			спектр						спектр				
	Sp 1	Sp 2	Sp 3	Sp 1	Sp 2	Sp 3	Sp 4	Sp 5	Sp 6	Sp 1	Sp 2	Sp 3	Sp 4	Sp 5
C	48.34		76.8		47.25	39.69	85.02		35.75			27.11	88.64	89.13
O	30.53		14.41		22.43	40.57	10.42		43.41			48.05	5.79	7.00
Na	1.50		0.94											
Al	0.52		0.14			0.96			2.77					
Si	0.42		0.12						2.99					
P	4.13		0.84											
S					12.73	0.81		48.62	2.68					
Cl	3.55		0.48						1.69			2.26		
K	1.64		2.05											
Ca			0.17											
Mn			0.15						0.72					
Fe	0.61		0.66						1.14					
Cu		2.66	0.43		1.63				0.51					
Zn	0.21		0.26											
As			0.01	0.66										0.01
Ag		5.62								5.89	5.21			
Sb					1.28	2.17			0.87					
Au	1.32	81.1	1.31							81.28	72.76	2.42	2.26	0.72
Hg		8.24	0.26	97.02			0.35		0.39	9.53	10.82			
Pb	7.23	2.38	0.98	2.32	14.68	15.79	4.21	51.38	7.09	3.31	11.20	20.17	3.30	3.14

Табл. 5. Состав ассоциирующих с самородным золотом пород по данным EDX анализа, ат. % (микроснимки 7-9). К снимку 7: Сп 1 – пироморфит; Сп 2 – амальгама золота с Pb и Cu; Сп 3 – высокоуглеродистая порода с Au, Hg, Pb, Cu и Zn. К снимку 8: Сп 1 – свободная ртуть; Сп 2 –медно-сурьмянистый англезит в углеродсодержащей матрице; Сп 3 – гидроцеруссит с гидрооксидом Pb; Сп 4 – пленки углерода с примесью Pb и Hg; Сп 5 – галенит; Сп 6 – гидроалюмосиликат Pb с Cu и Sb. К снимку 9: Сп 1 и Сп 2 – амальгама золота, содержащая Pb; Сп 3 – смесь церуссита и фосгенита; Сп 4 – включение графита со свинцом; Сп 5 – включение графита содержащее Pb и Au.

следующие минеральные разновидности: гидроалюмосиликаты (глинистые минералы, гидрослюды, хлориты и пр.) (Рис. 8a, b; табл. 3, 4); гидроокислы Fe; гидроокислы Mn (Рис. 8a, b; табл. 3, 4). Высокоуглеродистые и углеродсодержащие образования (Рис. 8a, c; табл. 3, 5) встречаются в виде пленок, скоплений и графитизированного вещества.

В породной составляющей золота нередко встречаются как самородный свинец, так и его соединения: оксиды и гидрооксиды Pb (сурик, массикот), сульфаты (англезит) и карбонаты Pb (церуссит, фосгенит). Реже фиксируются

хлориды Pb (котунит, мендипит), фосфаты (пироморфит) и сульфиды (галенит). Также наблюдаются U-Pb-карбонат-фосфатные соединения сложного состава и трудно диагностируемые минеральные смеси Pb-содержащих гидроалюмосиликатов (Рис. 8b, c; табл. 3, 5).

В составе включений установлены следующие силикаты: каолинит, галлуазит, хлорит и серицит. Сульфиды представлены окисленным пиритом, а окислы, гидроокислы железа гематитом, гетитом и гидрогетитом (лимонит). Из гидроокислов марганца встречаются романешит и голландит. Основные породообразующие минералы включений в золоте – кварц и адуляр.

Практически во всех фазах породных составляющих присутствует органический (и/или неорганический) углерод, содержащий в небольших количествах Au, Ag, Pb и Hg.

Для золота техногенных россыпей характерны микро- и нанофазы амальгам золота и свинца, которые фиксируются в большинстве включений.

В отвалах имели место процессы растворения, переноса и переотложения породных и рудных элементов (Saryg-ool et al., 2017). В результате таких процессов часть золота стало более высокопробным, что объясняется как выщелачиванием серебра (Larizzatti et al., 2008), так и отложением на зернах «нового» высокопробного золота (Groen et al., 1990; Lalomov et al., 2016; Наумов, Наумова, 2013). Кроме того, некоторые минералы могли преобразовываться, например, галенит в сульфатные и гидро-карбонат-сульфатные формы. Это подтверждается наблюдениями выделений англезита и Pb-содержащих алюмосиликатных смесей сложного состава. Ряд минералов перешли в водонасыщенные разности: каолинит в галлуазит, гетит в гидрогетит и т.д. Комплексы оксидов и гидрооксидов Fe (лимонит) и Mn выполняют роль сорбентов, на которые садятся золото, свинец (в том числе самородный), ртуть и другие соединения. Роль сорбентов играют и глинистые минералы: каолинит и пр.

Присутствие углерода свидетельствует о бактериальных процессах, которые создают восстановительные условия и способствуют отложению, концентрированию и укрупнению благородного металла (Моисеенко, 2007; Моисеенко, Кузнецова, 2014).

Все вышеперечисленное говорит об изменении минерально-вещественного состояния россыпей в условиях техногенеза и свидетельствует о техногенном происхождении изученных минеральных ассоциаций.

Выводы

В процессе изучения вещественного состава техногенных россыпей Нижнеселемджинского золотоносного узла Приамурья установлено следующее.

1. При техногенезе происходит активное изменение минерального состава россыпей.

2. В техногенных россыпях содержится до 190 мг/м^3 остаточного самородного золота, и до 30% этого металла отличается высокой пробой.

3. До 83% золота в отвалах мелкое и тонкодисперсное.

4. Благородный металл весьма неоднороден по составу. В нем установлены многочисленные фазы, начиная от практически чистого золота, твердых растворов золота с серебром, заканчивая амальгамами на основе двух-, трех- и четырехкомпонентных систем элементов Au, Ag, Hg, Pb.

5. До 70% исследованных образцов золота в той или иной мере заражено ртутью, вплоть до выделения свободной ртути, что указывает на высокое загрязнение этим элементом техногенных отвалов.

6. Все самородное золото находится в тесной ассоциации с породообразующей матрицей различного состава: гидроалюмосиликатами, окислами и гидроокислами Fe, Mn и Pb, высокоуглеродистыми и углеродсодержащими образованиями и т.д.

7. Под воздействием физико-химических и биохимических процессов в техногенных россыпях происходят различные преобразования самородного золота: очищение, за счет выноса серебра, разрушение минералов-концентраторов золота, осаждение микро- и нанозолота на геохимических барьерах с формированием так называемого «нового» золота (от нанообразований до микро- и макроформ).

8. При разработке новых технологий для более полного извлечения благородного металла из техногенных россыпей следует учитывать, что рудные минералы в них отличаются повышенной концентрацией тяжелых металлов и радиоактивных элементов, золото имеет сложный многофазовый и многокомпонентный состав, и ¾ его амальгамировано.

Благодарности

Авторы благодарны уважаемому Рецензенту за внимательное прочтение работы и сделанные критические замечания и ценные советы.

Литература

Ахметов Р.М. (2013). Ртуть в природе и техногенных образованиях. *Геологический сборник*, 10, с. 222-224.

Кузнецова И.В. (2011). Геология, тонкодисперсное и наноразмерное золото в минералах россыпей Нижнеселемджинского узла (Приамурье). *Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук*. Красноярск: СФУ, 21 с.

Кузнецова И.В., Моисеенко В.Г. (2011). Поведение золота и свинца в зоне гипергенеза. *Руды и металлы*, 2, с. 24-27.

Кузнецова И.В., Сафронов П.П., Моисеенко Н.В., Харитонов В.И. (2015). Особенности самородного микро- и нанозолота в зоне гипергенеза (Приамурье). *Естественные и технические науки*, 11(89), с. 225-230.

Кузнецова И.В., Моисеенко Н.В., Сафронов П.П., Синякова Н.И. (2017). Сродство радиоактивных элементов и золота в минералах месторождений Приамурья. *Естественные и технические науки*, 11(113), с. 79-85.

Маракушев С.А., Ковалевская А.Н., Сафронов П.П., Бородавкина О.Н., Моисеенко В.Г. (1989). Бактериальная перекристаллизация золота. *Доклады АН СССР*, 308(2), с. 482-485.

Мирзеханова З.Г., Мирзеханов Г.С., Дебелая И.Д. (2014). Техногенные образования россыпных месторождений золота: ресурсно-экологические аспекты отработки. Хабаровск: ДВО РАН, 297 с.

Моисеенко В.Г. (2007). От атомов золота через кластеры, нано- и микроскопические частицы до самородков благородного металла. Благовещенск: ДВО РАН, Амурское отделение РМО, 187 с.

Моисеенко В.Г., Кузнецова И.В. (2010). Роль наночастиц золота, серебра и свинца в образовании месторождений благородных металлов. *Доклады АН*, 430(3), с. 377-381.

Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В., Сафронов П.П. (2010). Наноразмерное золото в рудах Покровского месторождения. *Доклады АН*, 435(4), с. 527-530.

Моисеенко В.Г., Моисеенко Н.В. (2012). Концентрация наноминералов золота в процессе образования руд Покровского месторождения. *Доклады АН*, 444(1), с. 73-76. https://doi.org/10.1134/S1028334X12050054

Моисеенко В.Г., Кузнецова И.В. (2014). Нанозолото в древних известняках и доломитах Октябрьского рудного поля (Приамурье). *Доклады АН*, 456(4), с. 692-695. https://doi.org/10.1134/S1028334X1406018X

Моисеенко В.Г., Кузнецова И.В. (2017). Взаимосвязь урана, золота и углерода в рудообразовании. *Международный журнал гуманитарных и естественных наук*, 12, с. 40-47.

Наумов В.А., Наумова О. Б. (2010). О направленном формировании месторождений на примере техногенных россыпей золота. *Известия Тульского государственного университета. Естеств. науки,* 1, с. 282-287.

Наумов В.А., Наумова О.Б. (2013). Преобразование золота в техногенных россыпях. *Современные проблемы науки и образования*, 5, с. 531-532.

Неронский Г.И., Добрая В.Т. (1975). Особенности состава золота из россыпей Нижнеселемджинского района. *Амурский краевед*, с. 86-100.

Петровская Н. В. (1973). Самородное золото. М: Наука, 348 с.

Сафронов П.П., Школьник Э.Л., Неронский Г.И. (1998). Необычные структуры золотин из россыпи Октябрьского золотоносного узла Амурской области. *Мат. III-го регионального совещания: Минералогия Урала.* Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, с. 109-111.

Сафронов П.П., Моисеенко Н.В., Моисеенко В.Г. (2011). Наноразмерное самородное золото в минералах месторождения Пионер (Приамурье) по данным электронномикроскопических исследований. *Мат. XVII Росс. симп. по растровой электронной микроскопии и аналитическим методам исследования твёрдых тел (РЭМ-2011).* Черноголовка, с. 206.

Сафронов П.П., Кузнецова И.В. (2016). Нанозолото в породах, ассоциирующих с самородным золотом в техногенных россыпях Приамурья. *Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии*: *Мат. IV-й Всеросс. науч. конф.* Благовещенск: ИТиГ ДВО РАН, с. 112-115.

Сафронов П.П., Кузнецова И.В. (2017). Особенности состава самородного золота техногенных россыпей на примере Нижнеселемджинского золотоносного узла (Приамурье). *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*, 328(2), с. 46-58.

Соболев И.С., Лобов Е.И., Александров А.Н. и др. (1997). Пособие по оценке воздействия горного производства на окружающую среду и экологическому обоснованию хозяйственной деятельности горных предприятий. *Экологическая экспертиза*, 6, с. 2-70.

Тарасенко И.А., Харитонова Н.А., Оводова Е.В., Зиньков А.В., Корзун А.В. (2017). Трансформация минералого-геохимического состава отходов обогащения и ее влияние на формирование высокоминерализованных вод (Приморский край, Россия). *Тихоокеанская геология,* 36(2), с. 106-118.

Чантурия В.А., Вигдергауз В.Е. (2008). Инновационные технологии переработки техногенного минерального сырья. *Горный журнал*, 6, с. 71-74.

Шило Н.А. (2000). Учение о россыпях. М: Изд. Академии горных наук, 632 с.

Alpers C.N., Hunerlach M.P., May J.T., and Hothem R.L. (2005). Mercury Contamination from Historical Gold Mining in California. U.S. Geological Survey. Fact Sheet 2005-3014. Version 1.1. https://doi.org/10.3133/fs20053014

Craw D., Lilly K. (2016). Gold nugget morphology and geochemical environments of nugget formation, southern New Zealand. *Ore Geology Reviews*, 79, pp. 301-315. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.001

Fairbrother L., Brugger J., Shapter J., Laird J.S., Southam G., Reith F. (2012). Supergene gold transformation: biogenic secondary and nanoparticulate gold from arid Australia. *Chemical Geology*, 320-321, pp. 17-31. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.025

Groen, J.C., Craig, J.R., Rimstidt, J.D. (1990). Gold-rich rim formation on electrum grains in placers. *Can. Mineral*, 28, pp. 207-228.

Hough R., Noble R., Reich M. (2011). Natural gold nanoparticles. *Ore Geology Reviews*, 42, pp. 55-61. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.07.003

Lalomov A.V., Chefranov R.M., Naumov V.A., Naumova O.B., Lebarge W., Dilly R.A. (2016). Typomorphic features of placer gold of Vagran cluster (the Northern Urals) and search indicators for primary bedrock gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 85, pp. 321-335.

Larizzatti J.H., Oliveira S.M.B., Butt C.R.M. (2008). Morphology and composition of gold in a lateritic profile, Fezenda Pison "Garimpo", Amazon, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, pp. 259-376. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.06.002

Lengke M.F., Fleet M.E., Southam G. (2006). Morphology of gold nanoparticles synthesized by filamentous cyanobacteria from gold(I)-thiosulfate and gold(III)-chloride complexes. *Langmuir,* 22, pp. 2780-2787. https://doi.org/10.1021/la052652c

Lengke M.F., Ravel B., Fleet M.E., Wanger G., Southam G. (2006). Mechanisms of gold bioaccumulation by filamentous cyanobacteria from gold(III)-chloride complex. *Environmental Science and Technology*, 40, pp. 6304-6309. https://doi.org/10.1021/es061040r

Myagkaya I.N., Lazareva, E.V., Gustaytis, M.A., Zhmodik S.M. (2016). Gold and Silver in a system of sulfide tailings. Part 2: Reprecipitation on natural peat. *Journal of Geochemical Exploration*. 165, 8-22. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2016.01.016

Rea M.A., Zammit C.M., Reith F. (2016). Bacterial biofilms on gold grains-implications for geomicrobial transformations of gold. *FEMS Microbiology Ecology*, 92(6), fiw082. https://doi.org/10.1093/femsec/fiw082

Reith F., Fairbrother L., Nolze G., Wilhelm O., Clode P.L., Gregg A., et al. (2010). Nanoparticle factories: biofilms hold the key to gold dispersion and nugget formation. *Geology*, 38, pp. 843-846. https://doi.org/10.1130/G31052.1

Reith F., Stewart L., Wakelin S.A. (2012). Supergene gold transformation: Secondary and nano-particulate gold from southern New Zealand. *Chemical Geology*, 320, pp. 32-45. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.021

Saryg-ool B.Yu., Myagkaya I.N., Kirichenko I.S. et al. (2017). Redistribution of elements between wastes and organic-bearing material in the dispersion train of gold-bearing sulfide tailings. Part I. *Geochemistry and mineralogy. Science of the Total Environment*, 581-582, pp. 460-471. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.154

Shuster J., Southam G. (2015). The in-vitro «growth» of gold grains. *Geology*, 43(1), pp. 79-82. https://doi.org/10.1130/G36241.1

Shuster J., Lengke M., Marquez-Zavalia M.F., Southam G. (2016). Floating gold grains and nanophase particles produced from the biogeochemical weathering of a gold-bearing ore. *Economic Geology*, 111, pp. 1485-1494. https://doi.org/10.2113/econgeo.111.6.1485

Shuster J., Reith F., John G.C., John E.P., Southam M.P.G. (2017). Secondary gold structures: Relics of past biogeochemical transformations and implications for colloidal gold dispersion in subtropical environments. *Chemical Geology*, 450(5), pp. 154-164. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.027

Southam G., Lengke M.F., Fairbrother L., Reith F. (2009). The biogeochemistry of gold. *Elements,* 5, pp. 303-307. https://doi.org/10.2113/gselements.5.5.303

Tarasenko I.A., Kharitonova N.A., Zin'kov A.V., Ovodova E.V., Korzun A.V. (2017a). Tailing Dumps at the Krasnorechenskaya Concentration Mill (Primorskii krai, Russia): Geochemistry and Mineralogy. *Moscow University Geology Bulletin*, 72(3). pp. 192-199. https://doi.org/10.3103/S014587521703005X

Tarasenko I.A., Zinkov A.V., Ovodova E.V., Petukhov V.I, Solyanik I.V. (2017b). Geochemistry and mineralogy of old concentration tailings (Dalnegorsky ore district, Primorsky krai, Russia). *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science (EES)*, 87, 042023. DOI 10.1088/1755-1315/87/4/042023

Telmer K.H., Veiga M.M. (2008). World emissions of mercury from small scale artisanal gold mining and the knowledge gaps about them. In M. Pirrone and R. Mason (Eds.), Mercury fate and transport in the global atmosphere: Measurements, models and policy implications. Geneva: UNEP, pp. 96-129.

Yesares L., Saez R., Nieto J.M., Almodovar G.R., Cooper S. (2014). Supergene enrichment of precious metals by natural amalgamation in the Las Cruces weathering profile (Iberian Pyrite Belt, SW Spain). *Ore Geology Review*, 58, pp. 14-26. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.10.004

Сведения об авторах

Инна Владимировна Кузнецова – канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник Лаборатории наноминералогии, Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения РАН

Россия, 675000, Амурская обл., Благовещенск, Рёлочный пер., д. 1

Тел: +7(4162)53-52-48, e-mail: kuzia67@mail.ru

Петр Петрович Сафронов – канд. физ.-мат. наук, старший научный сотрудник Лаборатории геохимии, Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН

Россия, 690022, Россия, Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, д. 159

Тел: +7(4232)31-85-20, e-mail: psafronov@mail.ru

Наталья Валентиновна Моисеенко – канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник Лаборатории наноминералогии, Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения РАН

Россия, 675000, Амурская обл., Благовещенск, Рёлочный пер., д. 1

Тел: +7(4162)53-52-48, e-mail: kaunamka82@mail.ru

Статья поступила в редакцию 28.06.2018;
Принята к публикации 10.11.2018; Опубликована 30.03.2019

IN ENGLISH

Matter-mineral characteristics of technogene placers – potential sources of precious metals (on the example of the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing node of Priamurye, Russia)

I.V. Kuznetsova[1], P.P. Safronov[2], N.V. Moiseenko[1]*
[1]*Institute of Geology and Nature Management of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russian Federation*
[2]*Far Eastern Geological Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*
[*]*Corresponding author: Inna V. Kuznetsova, e-mail: kuzia67@mail.ru*

Abstract. Over tens of years of mining and processing of ores and placers of gold in the world a huge amount of wastes originated in the form of spoil heaps and tailing dumps, in which the content of valuable components allow them to be considered a real additional resource of precious metals. The aim of the work was to establish the changes that took place in time in the spoil heaps of gold mining and to determine the prospects of the technogene placers as a potential source of the precious metal. The investigations were carried out with the use of the methods of the analytical raster electron microscopy and mineralogical and atomic-absorption analyses.

On the example of the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing node of Priamurye we have done the compatative analysis of the mineral and granulometric composition of the original and developed placers. It is shown that through the technogenesis the mineral composition of the deposits changes including the process of decomposition of the lead and iron minerals with a partial reduction to a native metal.

In addition to the native gold in the technogene placers there have been found the following minerals with a high content of the precious metal: rutile, monazite, magnetite, metallic lead, galena, ilmenite, and zircon. The content of free gold in dumps is 190 mg/m^3 in the average. The main amount of it (about 83%) consists of the fine gold (< 0.5 mm).

We have studied the chemical composition of the native gold and associated rocks. It has been established that the gold has a multiphase composition. The phases are for the most part the gold amalgams and have two-, three-, and four-component compositions (Au-Hg, Au-Ag-Hg, Au-Hg-Pb, Au-Ag-Hg-Pb). About 30% of gold of the technogene placers have a high standard of fineness (~980‰). Almost all native gold is in close intergrowths with the rock-forming matrix of different composition: hydroalumosilicates, oxides, and hydroxides of Fe, Mn, and Pb, highly carbonaceous and carbon-bearing formations, and so on. Under the action of the physicochemical and biochemical process in the technogene placers different transformations of the native gold take place: purification at the expense of the silver evacuation; decomposition of the minerals-concentrators of gold; precipitation of micro- and nano-gold at the geochemical barriers with the formation of the so-called "new" gold (from nanoformations to micro- and macroforms).

Through the operation of the technogene placers one should take into account the fact that the ore minerals in them have high concentrations of heavy metals and radioactive elements, and the gold has a complicated multiphase and multicomponent composition, and ¾ of it is amalgamated. The data obtained give the additional information for the elaboration of technologies for the development of the prospective gold-bearing technogene placers.

Keywords: technogene placers, native gold, phase composition, gold amalgam, fineness of gold

Acknowledgments. *The authors are grateful to the reviewer for careful consideration of the manuscript and critical comments and valuable recommendations.*

Recommended citation: Kuznetsova I.V., Safronov P.P., Moiseenko N.V. (2019). Matter-mineral characteristics of technogene placers – potential sources of precious metals (on the example of the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing node of Priamurye, Russia). *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 2-14. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.3-14

References

Akhmetov R.M. (2013). Mercury in nature and man-made formations. *Geologicheskiy sbornik*, 10, pp. 222-224. (In Russ.)

Alpers C.N., Hunerlach M.P., May J.T., and Hothem R.L. (2005). Mercury Contamination from Historical Gold Mining in California. U.S. Geological Survey. Fact Sheet 2005-3014. Version 1.1. https://doi.org/10.3133/fs20053014

Chanturiya V.A., Vigdergauz V.E. (2008). Innovative technologies for processing technogenic mineral raw materials. *Gornyy zhurnal*, 6, pp. 71-74. (In Russ.)

Craw D., Lilly K. (2016). Gold nugget morphology and geochemical environments of nugget formation, southern New Zealand. *Ore Geology Reviews*, 79, pp. 301-315. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.001

Fairbrother L., Brugger J., Shapter J., Laird J.S., Southam G., Reith F. (2012). Supergene gold transformation: biogenic secondary and nano-particulate gold from arid Australia. *Chemical Geology*, 320-321, pp. 17-31. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.025

Groen, J.C., Craig, J.R., Rimstidt, J.D. (1990). Gold-rich rim formation on electrum grains in placers. *Can. Mineral*, 28, pp. 207-228.

Hough R., Noble R., Reich M. (2011). Natural gold nanoparticles. *Ore Geology Reviews*, 42, pp. 55-61. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.07.003

Kuznetsova I.V. (2011). Geology, fine and nano-sized gold in placer minerals of the Nizhneselemidzhinsky node (Priamurye). *Avtoref. dis. k. geol.-min. n.* [Abstract Cand. geol. and min. sci. diss.]. Krasnoyarsk: SFU, 21 p. (In Russ.)

Kuznetsova I.V., Moiseenko V.G. (2011). Behavior of gold and lead in the hypergenesis zone. *Rudy i metally*, 2, pp. 24-27. (In Russ.)

Kuznetsova I.V., Safronov P.P., Moiseenko N.V., Kharitonov V.I. (2015). Features of native micro- and nanogold in the hypergenesis zone (Priamurye). *Estestvennyye i tekhnicheskiye nauki*, 11(89), pp. 225-230. (In Russ.)

Kuznetsova I.V., Moiseenko N.V., Safronov P.P., Sinyakova N.I. (2017). Consanguinity of radioactive elements and gold in the minerals of the Priamurye. *Estestvennyye i tekhnicheskiye nauki*, 11(113), pp. 79-85. (In Russ.)

Lalomov A.V., Chefranov R.M., Naumov V.A., Naumova O.B., Lebarge W., Dilly R.A. (2016). Typomorphic features of placer gold of Vagran cluster (the Northern Urals) and search indicators for primary bedrock gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 85, pp. 321-335.

Larizzatti J.H., Oliveira S.M.B., Butt C.R.M. (2008). Morphology and composition of gold in a lateritic profile, Fezenda Pison "Garimpo", Amazon, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, pp. 259-376. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.06.002

Lengke M.F., Fleet M.E., Southam G. (2006). Morphology of gold nanoparticles synthesized by filamentous cyanobacteria from gold(I)-thiosulfate and gold(III)-chloride complexes. *Langmuir,* 22, pp. 2780-2787. https://doi.org/10.1021/la052652c

Lengke M.F., Ravel B., Fleet M.E., Wanger G., Southam G. (2006). Mechanisms of gold bioaccumulation by filamentous cyanobacteria from gold(III)-chloride complex. *Environmental Science and Technology*, 40, pp. 6304-6309. https://doi.org/10.1021/es061040r

Marakushev S.A., Kovalevskaya A.N., Safronov P.P., Borodavkina O.N., Moiseenko V.G. (1989). Bacterial gold recrystallization. *Doklady AN SSSR* [Proc. of the USSR Academy of Sciences], 308(2), pp. 482-485. (In Russ.)

Mirzekhanova Z.G., Mirzekhanov G.S., Debelaya I.D. (2014). Tekhnogennyye obrazovaniya rossypnykh mestorozhdeniy zolota: resursno-ekologicheskiye aspekty otrabotki [Technogenic formations of alluvial gold deposits: resource and environmental aspects of mining]. Khabarovsk: DVO RAN, 297 p. (In Russ.)

Moiseenko V.G. (2007). Ot atomov zolota cherez klastery, nano- i mikroskopicheskiye chastitsy do samorodkov blagorodnogo metalla [From gold atoms through clusters, nano- and microscopic particles to originals of noble metal]. Blagoveshchensk: DVO RAN, Amurskoye otdeleniye RMO, 187 p. (In Russ.)

Moiseenko V.G., Kuznetsova I.V. (2010). The role of nanoparticles of gold, silver and lead in the formation of noble metals deposits. *Doklady Earth Sciences*, 430(3), pp. 377-381. (In Russ.)

Moiseenko V.G., Moiseyenko N.V., Safronov P.P. (2010). Nanoscale gold in the ores of the Pokrovsky deposit. *Doklady Earth Sciences*, 435(4), p. 527-530. (In Russ.)

Moiseenko V.G., Moiseenko N.V. (2012). The concentration of gold nanominerals in the process of ore formation in the Pokrovsky deposit. *Doklady Earth Sciences*, 444(1), pp. 73-76. (In Russ.) https://doi.org/10.1134/S1028334X12050054

Moiseenko V.G., Kuznetsova I.V. (2014). Nanogold in ancient limestones and dolomites of the Octyabrskoe ore field (Priamurye). *Doklady Earth Sciences*, 456(4), pp. 692-695. (In Russ.) https://doi.org/10.1134/S1028334X1406018X

Moiseenko V.G., Kuznetsova I.V. (2017). The relationship of uranium, gold and carbon in ore formation. *Mezhdunarodnyy zhurnal gumanitarnykh i estestvennykh nauk*, 12, pp. 40-47. (In Russ.)

Myagkaya I.N., Lazareva, E.V., Gustaytis, M.A., Zhmodik S.M. (2016). Gold and Silver in a system of sulfide tailings. Part 2: Reprecipitation on natural peat. *Journal of Geochemical Exploration*. 165, 8-22. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2016.01.016

Naumov V.A., Naumova O.B. (2010). On the directed formation of deposits on the example of man-made gold placers. *Izvestiya Tul'skogo gosudarstvennogo universiteta. Estestvennye nauki*, 1, pp. 282-287. (In Russ.)

Naumov V.A., Naumova O.B. (2013). Reorganization of gold in man-made placers. *Sovremennye problemy nauki i obrazovaniya*, 5, pp. 531-532. (In Russ.)

Neronskiy G.I., Dobraya V.T. (1975). Peculiarities of the composition of gold from placers of the Nizhneselemidzhinsky region. *Amursky kraeved,* pp. 86-100. (In Russ.)

Petrovskaya N.V. (1973). Samorodnoe zoloto [Native gold]. Moscow: Nauka, 348 p. (In Russ.)

Rea M.A., Zammit C.M., Reith F. (2016). Bacterial biofilms on gold grains-implications for geomicrobial transformations of gold. *FEMS Microbiology Ecology*, 92(6), fiw082. https://doi.org/10.1093/femsec/fiw082

Reith F., Fairbrother L., Nolze G., Wilhelm O., Clode P.L., Gregg A., et al. (2010). Nanoparticle factories: biofilms hold the key to gold dispersion and nugget formation. *Geology*, 38, pp. 843-846. https://doi.org/10.1130/G31052.1

Reith F., Stewart L., Wakelin S.A. (2012). Supergene gold transformation: Secondary and nano-particulate gold from southern New Zealand. *Chemical Geology*, 320, pp. 32-45. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.021

Safronov P.P., Shkolnik E.L., Neronskiy G.I. (1998). Unusual structures of gold from the placer of the Oktyabrskoe gold-bearing node of the Amur Region. *Mat. III-go regional'nogo soveshchaniya: Mineralogiya Urala* [Proc. III Regional Sem.: Mineralogy of the Urals]. Vol. 2. Miass, pp. 109-111. (In Russ.)

Safronov P.P., Moiseenko N.V., Moiseyenko V.G. (2011). Nanoscale native gold in minerals of the Pioneer deposit (Priamurye) according to electron microscopic studies. *Mat. XVII Ross. simp. po rastrovoy elektronnoy mikroskopii i analiticheskim metodam issledovaniya tvërdykh tel (REM-2011)* [Proc. XVII Russ. Simp. on scanning electronic microscopy and analytical methods in studying solids]. Chernogolovka, pp. 206 (In Russ.)

Safronov P.P., Kuznetsova I.V. (2016). Nanogold in rocks associated with native gold in the man-made placers of the Priemurye. *Voprosy geologii i kompleksnogo osvoyeniya prirodnykh resursov Vostochnoy Azii: Mat. IV-y Vseross. nauch. konf.* [Proc. IV All-Russ. Conf.: Problems of geology and integrated development of natural resources of the Eastern Asia]. Blagoveshchensk: ITiG DVO RAN. pp. 112-115. (In Russ.)

Safronov P.P., Kuznetsova I.V. (2017). Special features of composition of native gold from technogene placers on the example of the Nizhneselemdzhinsky gold-bearing node (Priamurye). *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov = Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 328(2), pp. 46-58. (In Russ.)

Saryg-ool B.Yu., Myagkaya I.N., Kirichenko I.S. et al. (2017). Redistribution of elements between wastes and organic-bearing material in the dispersion train of gold-bearing sulfide tailings. Part I. *Geochemistry and mineralogy. Science of the Total Environment*, 581-582, pp. 460-471. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.12.154

Shilo N.A. (2000). Ucheniye o rossypyakh [Teaching about placers]. Moscow: Izd. Akademii gornykh nauk, 632 p. (In Russ.)

Shuster J., Southam G. (2015). The in-vitro «growth» of gold grains. *Geology*, 43(1), pp. 79-82. https://doi.org/10.1130/G36241.1

Shuster J., Lengke M., Marquez-Zavalia M.F., Southam G. (2016). Floating gold grains and nanophase particles produced from the biogeochemical weathering of a gold-bearing ore. *Economic Geology*, 111, pp. 1485-1494. https://doi.org/10.2113/econgeo.111.6.1485

Shuster J., Reith F., John G.C., John E.P., Southam M.P.G. (2017). Secondary gold structures: Relics of past biogeochemical transformations and implications for colloidal gold dispersion in subtropical environments. *Chemical Geology*, 450(5), pp. 154-164. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.027

Southam G., Lengke M.F., Fairbrother L., Reith F. (2009). The biogeochemistry of gold. *Elements,* 5, pp. 303-307. https://doi.org/10.2113/gselements.5.5.303

Sobolev I.S., Lobov E.I., Aleksandrov A.N. et al. (1997). Manual on the assessment of the impact of mining on the environment and ecological justification of the economic activities of mining enterprises. *Ekologicheskaya ekspertiza*, 6, pp. 2-70. (In Russ.)

Tarasenko I.A., Kharitonova N.A., Ovodova E.V., Zin'kov A.V., Korzun A.V. (2017). Transformation of mineralogical and geochemical composition of tails and its influence on the high mineralization water origination (Primorye region, Russia). *Tikhookeanskaya geologiya*, 36(2), pp. 106-118. (In Russ.)

Tarasenko I.A., Kharitonova N.A., Zin'kov A.V., Ovodova E.V., Korzun A.V. (2017a). Tailing Dumps at the Krasnorechenskaya Concentration Mill (Primorskii krai, Russia): Geochemistry and Mineralogy. *Moscow University Geology Bulletin*, 72(3). pp. 192-199. https://doi.org/10.3103/S014587521703005X

Tarasenko I.A., Zinkov A.V., Ovodova E.V., Petukhov V.I, Solyanik I.V. (2017b). Geochemistry and mineralogy of old concentration tailings (Dalnegorsky ore district, Primorsky krai, Russia). *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science (EES)*, 87, 042023. DOI 10.1088/1755-1315/87/4/042023

Telmer K.H., Veiga M.M. (2008). World emissions of mercury from small scale artisanal gold mining and the knowledge gaps about them. In M. Pirrone and R. Mason (Eds.), Mercury fate and transport in the global atmosphere: Measurements, models and policy implications. Geneva: UNEP, pp. 96-129.

Yesares L., Saez R., Nieto J.M., Almodovar G.R., Cooper S. (2014). Supergene enrichment of precious metals by natural amalgamation in the Las Cruces weathering profile (Iberian Pyrite Belt, SW Spain). *Ore Geology Review*, 58, pp. 14-26. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.10.004

About the Authors

Inna V. Kuznetsova – PhD (Geology and Mineralogy), Researcher of the Nanomineralogy Laboratory, Institute of Geology and Nature Management of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

1, Relochny Lane, Blagoveshchensk, Amur region, 675000, Russian Federation

Tel: +7(4162)53-52-48, e-mail: kuzia67@mail.ru

Petr P. Safronov – PhD (Physics and Mathematics), Researcher of the Geochemistry Laboratory, Institute of Geology and Nature Management of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

159, 100-Letiya Ave., Vladivostok, 690022, Russian Federation

Tel: +7(4232)31-85-20, e-mail: psafronov@mail.ru

Natalya V. Moiseenko – PhD (Geology and Mineralogy), Researcher of the Nanomineralogy Laboratory, Institute of Geology and Nature Management of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

1, Relochny Lane, Blagoveshchensk, Amur region, 675000, Russian Federation

Tel: +7(4162)53-52-48, e-mail: kaunamka82@mail.ru

Manuscript received 28 June 2018;
Accepted 10 November 2018; Published 30 March 2019

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ
DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25
УДК 553.493.5

Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала

А.А. Краснобаев[1], В.Н. Пучков[1], Н.Д. Сергеева[2], С.В. Бушарина[1]*
[1]*Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия*
[2]*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, Россия*

Новые возрастные датировки обломочных цирконов терригенных пород расширили возможность интерпретации источников сноса. К сожалению, эта интерпретация часто ограничивается формальным сопоставлением вещественно-возрастных характеристик обломочных кристаллов с любыми весьма удаленными модельными объектами. В статье рассматривается ситуация, когда на роль источника детрита претендуют местные объекты. При сопоставлении возрастных параметров первичных и обломочных кристаллов цирконов используются данные по вулканитам рифея и древним метаморфитам Тараташского комплекса Южного Урала. Уточняя представления о природе цирконовой кластики (детрита) и ее взаимоотношениях с первичными цирконами источников, показана роль процессов механической абразии, под влиянием которых происходит очистка гетерогенных первичных кристаллов от дефектных зерен и их внешних оболочек, что приводит к накоплению, казалось бы, более однородных кристаллов. Анализ SHRIMP и TIMS-датировок по цирконам и содержания в них U и Th, а также сравнение возрастных гистограмм первичных цирконов вулканитов рифея и пород Тараташского комплекса и детритовых цирконов из песчаников венда и нижнего рифея Южного Урала показали, что возрастные вариации тех и других во многом сопоставимы. Отсюда следует, что возрастные характеристики первичных цирконов из рифейских вулканитов и пород Тараташского комплекса, как источников цирконовой кластики для рифейских и вендских песчаников, регулируются процессами переотложения, а детритовая фракция цирконов формируется за счет местных объектов. Влияние удаленных источников не исключается, но в нашем случае оно не выявлено.

Ключевые слова: циркон, рифей, венд, серия, свита, ашинская, айская, машакская, Южный Урал

Для цитирования: Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2019). Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала. *Георесурсы*, 21(1), с. 15-25. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25

Введение

Интерес к обломочным цирконам в рифейских и вендских толщах Южного Урала вызван их новыми возрастными определениями, согласно которым в песчаниках ашинской серии венда они охватывают интервал 755-3187 млн лет (Кузнецов и др., 2012), а в песчаниках айской свиты нижнего рифея – 1891-3625 млн лет (Кузнецов и др., 2013; Романюк и др., 2018а). Особое внимание при этом привлекают оригинальные выводы авторов об источниках этой цирконовой кластики. Для ашинской серии на роль таковых предлагаются Уральский край Балтики и Квислендский край Австралии, для айской свиты – Волго-Уральская часть Прото-Балтики. Какой-либо векторной палеогеографии или мобилизующих палеотектонических событий, обеспечивших целенаправленную транспортировку обломочных цирконов на тысячи километров из отмеченных регионов до места их аккумуляции (сбора), не предлагается, но тогда любая точка, расположенная на площадях упомянутых источников, может рассматриваться как равнозначная выбранной. Кроме того, роль кратонных блоков как источников и областей переноса обломочных цирконов нуждается в более обоснованной аргументации.

Основная цель наших исследований – установление источников «цирконовой кластики» в рифейских песчаниках Южного Урала. Для этого потребуется определить масштабы возрастных колебаний первичных цирконов в предполагаемых породах – источниках.

Тараташский метаморфический комплекс архей-нижнепротерозойского возраста на Южном Урале в (Кузнецов и др., 2013) упоминается в качестве дополнительного источника обломочных цирконов. Знакомство с цирконами этого комплекса позволяет нам утверждать, что его роль в такой связке следует пересмотреть. В этом плане несомненный интерес представляют также и сами рифейские вулканиты, которые в разрезе стратотипа рифея на Южном Урале присутствуют на трех стратиграфических уровнях: первый (нижний) – представлен навышскими вулканитами айской свиты бурзянской серии нижнего рифея и распространен в северной части Башкирского мегантиклинория; второй (средний) – объединяет вулканиты машакской свиты юрматинской серии среднего рифея, имеющих широкое распространение в пределах Башкирского мегантиклинория. Рифейские вулканиты третьего уровня развиты локально в восточной части Башкирского мегантиклинория (в Тирлянской синклинали) и описаны как аршинский метабазальтовый комплекс в составе игонинской свиты аршинской серии завершающего (терминального) рифея.

* *Ответственный автор: Нина Дмитриевна Сергеева*
E-mail: riphey@ufaras.ru

© 2019 Коллектив авторов

Положение проб, отобранных на цирконы, на геологической карте изученного района и в разрезе рифейских отложений

Объектом исследования послужили цирконы из вулканогенных пород рифея Башкирского мегантиклинория, места опробования которых приведены на рис. 1.

Описание отобранных проб приводится в соответствии со стратиграфической последовательностью свит, включающих вулканогенные комплексы.

Айская свита. Бурзянская серия (RF_1). Пробы – П9, П10, К2248, отобраны из вулканитов навышского комплекса. Цирконы контрольной для свиты пробы трахибазальтового порфирита (К2152) подробно рассматривались в (Краснобаев и др., 2013б).

Проба П9 (55º29’18.02’’с.ш., 59º39’31.87’’в.д.). Метабазальтовый плагиоклазовый порфирит. Минеральный состав: пелитизированный, серицитизированный плагиоклаз, вулканическое стекло хлоритизированное, замутненное окислами железа.

Проба П10 (55º29’18.02’’с.ш., 59º39’31.87’’в.д.) Метабазальтовый порфирит, хлоритизированный. Минеральный состав: альбитизированный плагиоклаз (60-62%), замещенный хлоритом, вулканическое стекло (7-8%), клинопироксен (25-30%), микрозерна титанита, кварц (до 2%).

Проба К2248 (55º28’9.46’’с.ш., 59º38’23.1’’в.д.). Кварцит, возможно образованный по породе кислого состава. Зерна кварца размером от 0.03 мм до 0.4-0.5 мм характеризуются волнистым погасанием, образуют скопления изометричной или вытянутой формы. Между ними располагаются полосы хлорита по плагиоклазу основной массы, изредка с реликтами вкрапленников плагиоклаза.

Машакская свита. Юрматинская серия (RF_2). **Проба К2014** (55º43’28.86’’с.ш., 59º50’1.86’’в.д.) отобрана из вулканитов машакского комплекса. Базальт хлоритизированный и амфиболитизированный. Текстура массивная, структура пойкилоофитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (50-55%), замещенный хлоритом, клинопироксен (36-40%), сфен, редкие зерна кварца.

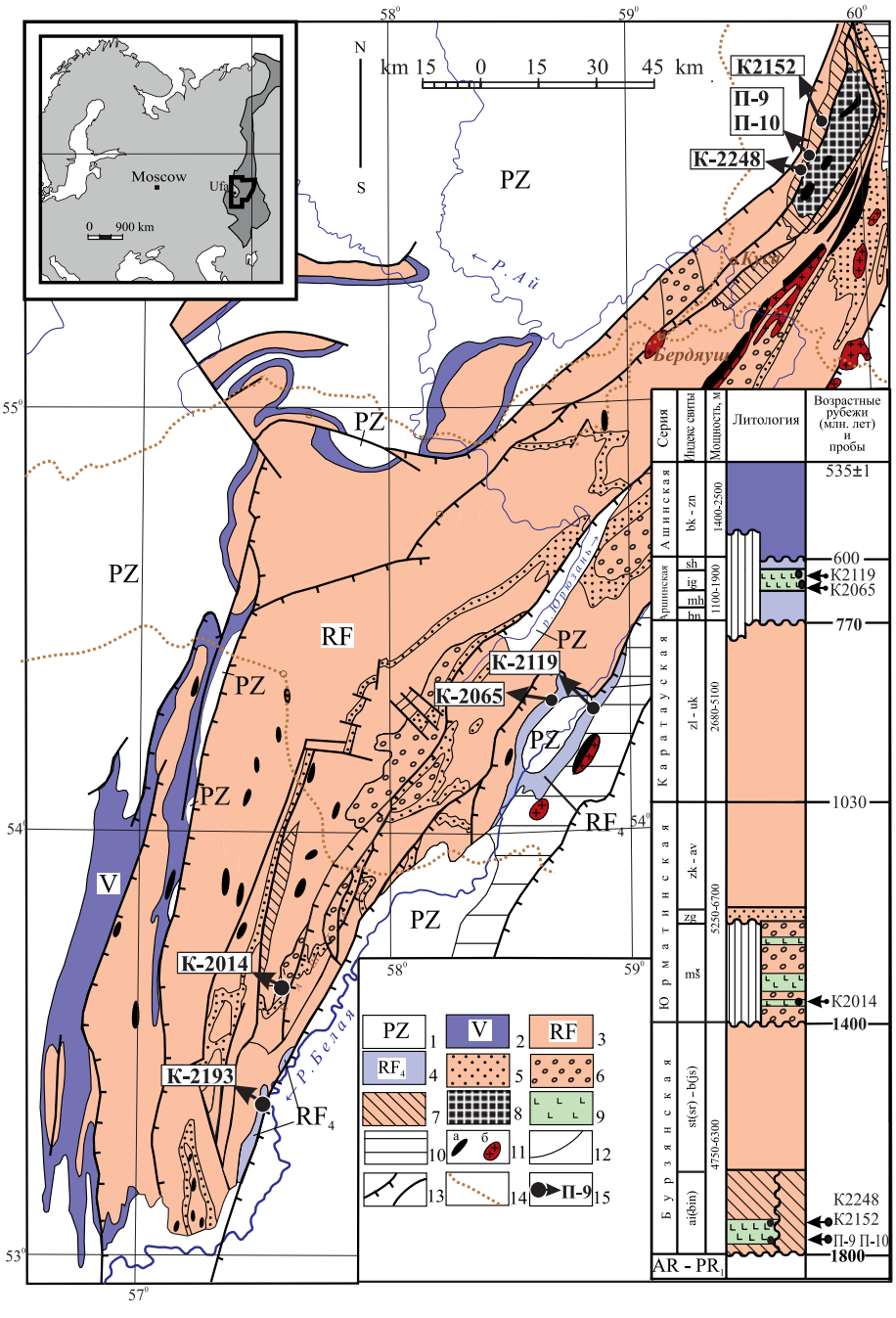


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и стратиграфическая колонка образований рифея и венда Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) с расположением проб исследованных цирконов. Составлена с использованием (Геологическая карта…, 2002; Козлов и др., 2011; Puchkov et al., 2014). 1-4 – нерасчлененные отложения: 1 – палеозоя (PZ), 2 – венда (V), 3 – нижнего-верхнего (RF) и 4 – завершающего (RF_4) рифея; 5-7 – свиты: 5 – зигальгинская и 6 – машакская среднего рифея, 7 – айская нижнего рифея; 8 – Тараташский комплекс; 9 – вулканогенные породы; 10 – Уралтауский и Уфалейский метаморфические комплексы; 11 – магматические породы: габбро (а) и граниты (б); 12 – геологические границы; 13 – основные тектонические нарушения; 14 – железные дороги, 15 – местоположение проб и их номера. Свиты: ai(bin) – айская (большеинзерская), st(sr) – саткинская (суранская), b(js) – бакальская (юшинская), ms – машакская, zg – зигальгинская, zk – зигазино – комаровская, av – авзянская, zl – зильмердакская, uk – укская, bn – байнасская, mh – махмутовская, ig – игонинская, sh – шумская, bk – бакеевская, zn – зиганская. На стратиграфической колонке нижние возрастные рубежи бурзянской, юрматинской и аршинской серий приняты по (Краснобаев и др., 2012; 2013а,б); каратауской и ашинской серий – по (Стратиграфический кодекс..., 2006).

Игонинская свита. Аршинская серия (RF_4). Пробы К2119 и К2065 отобраны из вулканитов аршинского комплекса.

Проба К2119 (54º18’06.99’’с.ш., 58º47’18.60’’в.д.). Метабазальтовый плагиоклазовый порфирит. Текстура миндалекаменная, флюидальная. Минеральный состав: альбит (20-25%), хлорит (30-35%), магнетит, редкие зерна эпидота, карбоната.

Проба К2065 (54º18’25.87’’с.ш., 58º40’11.25’’в.д.). Метадацитовый кварц-плагиоклазовый порфир эпидотизированный, трещиноватый. Текстура слабо ориентированная, структура сериально-порфировая с микролепидогранобластовой в основной ткани. Минеральный состав: плагиоклаз (альбит – 25-28%), эпидот (47-48%), кварц (18-20%), хлорит (4-5%), редкие зерна сфена и циркона.

Ранее цирконы рифейских вулканитов уже описывались (Краснобаев и др., 2012; Краснобаев и др., 2013а; Краснобаев и др., 2013б; Краснобаев и др., 2018), но основное внимание тогда уделялось лишь кристаллам, соответствующим возрастным индикаторам границ подразделений рифея. Древние, превышающие возраст этих границ, зерна при этом лишь фиксировались, но подробно не рассматривались. Приводимые ниже дополнительные данные, полученные для рифейских вулканитов, отчасти ликвидируют этот пробел. В них подробно рассматриваются лишь архейские кристаллы, а остальные учитываются при анализе в них U и Th и при построении возрастных гистограмм в заключительной части работы.

Методика изучения и петролого-геохимическая характеристика проб

Размещение проб показано на рис. 1, состав и содержание (вес. %) петрогенных оксидов в породах рассматриваемых проб приведено в таблице 1 и отображено на диаграмме TAS (Рис. 2а).

Редкоземельные элементы (РЗЭ) в рифейских вулканитах Южного Урала определены методом масс-спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ELAN 9000 (PerkinElmer, Канада) в Институте геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург). Характер распределения РЗЭ в породах перечисленных выше проб отражен на спайдер-диаграмме (Рис. 2б), где содержание РЗЭ нормировано на хондрит (McDonough et al.,1995).

Как видно из табл. 1 и рис. 2а исследованные породы имеют достаточно разнообразную петрографическую характеристику. На классификационной диаграмме TAS (Рис. 2а) по содержанию петрогенных элементов вулканиты айской свиты попали в поле щелочных базальтов и пикро-базальтов, машакской – в поле базальтов, и игонинской свиты – в поле трахибазальтов и андези-базальтов. По составу РЗЭ (Рис. 2б) рассматриваемые породы так же близки вулканитам айской (Краснобаев и др., 2013б), машакской (Краснобаев и др., 2013а) и игонинской свит (Краснобаев и др., 2012).

Цирконы из пород выделялись классическим способом, но без использования тяжелых жидкостей (дробление до 0.3 мм, отмывка до серого шлиха, обогащение на лотке, отбор цирконов вручную под бинокулярным микроскопом).

Изотопный состав большинства цирконов получен с применением методики SHRIMP (Табл. 2), а для двух проб (К2065, К2193) – методики TIMS (Табл. 3).

№ проб	П-9	П-10	К2119	К2193	К2248
SiO_2	45.85	45	47	46.6	84.6
TiO_2	2.6	2.61	2.46	2	0.04
Al_2O_3	14.4	13.5	15.4	16	4.6
Fe_2O_3	12.3	14.6	9.8	5	1.2
FeO			6.03	8.12	2.37
MnO	0.09	0.13	0.26	0.14	0.04
CaO	1.47	1.2	5.11	3.2	0.28
MgO	10	10.6	4.4	10	0.8
Na_2O	0.2	0.2	5.8	2.75	4.05
K_2O	6.4	6.4	0.25	0.85	4.25
P_2O_5	0.68	0.74	0.41	0.05	0.01
ппп	5.68	4.96	3.18	5.3	1.38
Сумма	99.67	99.94	100.2	100	99.46

Табл. 1. Химический состав магматических пород рифея Южного Урала, вес. %. Определение химического состава пород проведено в аналитической лаборатории Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН.

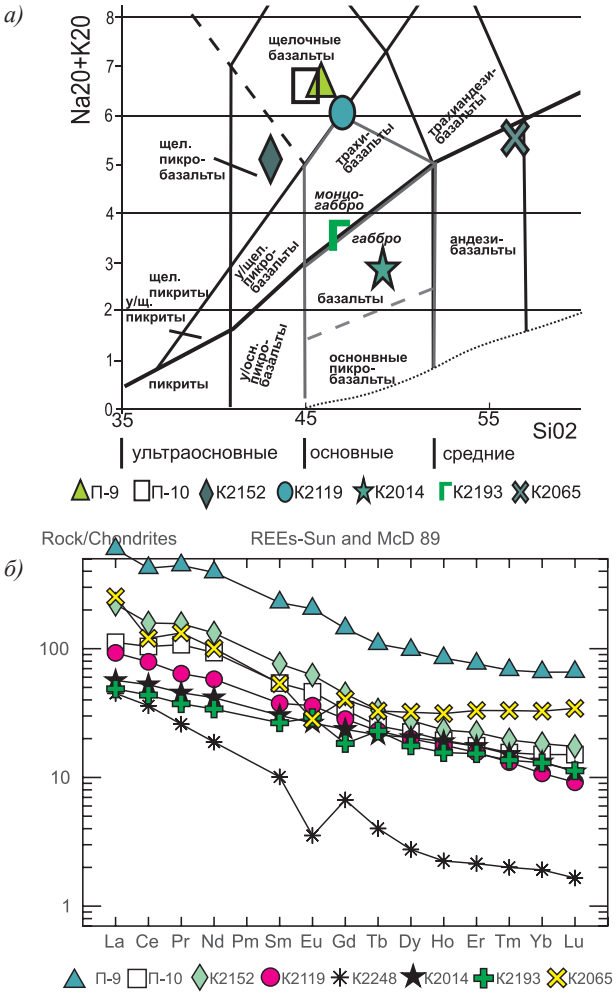


Рис. 2. Петрогенные (вес.%, (а)) и редкоземельные (г/т, (б)) элементы в рифейских вулканитах Южного Урала. Содержание РЗЭ нормировано на хондрит (McDonough et al., 1995).

Возраст цирконов определен на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Изотопным анализам предшествовал подготовительный этап, необходимый для оценки качества и природы цирконов. Отобранные под микроскопом кристаллы фиксировались совместно со стандартными цирконами 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) и Temora (Black et al., 2003) в эпоксидной матрице. Строение кристаллов изучалось средствами оптической

Анализ кратер	$^{206}Pb_c$, %	Содержание, ppm			$^{232}Th/^{238}U$	D, %	Возраст, млн лет (1) $^{206}Pb/^{238}U$	Изотопные отношения (1)					
		U	Th	$^{206}Pb^*$				$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$,	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$,	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$,	±%
П9													
4	2.35	27	44	5.23	1.70	2	1297±46	0.085	23	2.62	24	0.2228	3.9
2.1	0.15	1094	525	218	0.49	1	1341±30	0.08654	0.89	2.759	2.6	0.2312	2.5
2.2	0.45	796	441	165	0.57	–2	1388±31	0.087	1.2	2.88	2.7	0.2402	2.5
3	0.54	389	196	82.8	0.52	–1	1419±32	0.0891	1.8	3.025	3.1	0.2463	2.5
1	0.69	50	79	11.6	1.63	2	1528±39	0.0962	6.8	3.55	7.4	0.2676	2.9
5	0.59	1084	497	310	0.47	47	1837±39	0.18501	0.51	8.41	2.5	0.3297	2.5
8	0.34	102	166	40.3	1.69	5	2437±53	0.1704	1.6	10.79	3.1	0.459	2.6
6	0.59	611	276	245	0.47	9	2454±51	0.1823	0.66	11.64	2.6	0.463	2.5
7	0.03	734	98	299	0.14	7	2500±51	0.18145	0.4	11.85	2.5	0.474	2.5
9	0.15	306	155	146	0.52	–5	2847±57	0.1855	0.69	14.2	21.6	0.555	2.5
П10													
6	0.07	1010	85	41.3	0.09	-6	300±18	0.0519	1.8	0.341	6.3	0.0476	6.1
2	1.19	1175	124	50.9	0.11	-35	314±19	0.0502	3.5	0.345	7.1	0.0498	6.2
9	0.40	1308	144	57.6	0.11	8	321±19	0.0535	2.5	0.377	6.6	0.0511	6.1
5	0.01	844	73	38.1	0.09	17	330±20	0.05436	1.5	0.394	6.3	0.0526	6.1
1	0.89	67	99	14.3	1.52	–3	1418±79	0.0876	4.6	2.97	7.7	0.246	6.2
7	0.06	1255	793	311	0.65	20	1630±87	0.12005	0.51	4.76	6.1	0.288	6.1
4	0.21	868	63	237	0.07	2	1774±94	0.11031	0.53	4.82	6.1	0.317	6.1
10	0.43	79	42	22.9	0.54	1	1870±100	0.1154	2.2	5.35	6.5	0.337	6.1
3	0.23	236	402	76.3	1.76	–5	2053±110	0.1194	1	6.18	6.2	0.375	6.1
8	0.18	172	95	74.6	0.57	–4	2634±130	0.1678	1	11.68	6.2	0.505	6.1
К2248													
5.1	0.71	128	103	8.67	0.83	–30	487±11	0.0533	9.2	0.577	9.5	0.0785	2.4
5.2	0.96	57	2	3.93	0.45	5	490±13	0.0576	10	0.628	10	0.079	2.7
6.2	0.95	541	55	156	0.10	7	1849±33	0.1218	1.1	5.58	2.3	0.3321	2.1
2.2	2.22	173	50	65.6	0.30	–4	2300±42	0.1391	3.2	8.22	3.9	0.4286	2.2
7.1	0.26	40	71	17.9	1.83	–2	2678±54	0.1773	1.6	12.59	2.9	0.515	2.5
8.1	0.10	312	35	132	0.12	2	2585±43	0.17813	0.5	12.12	2.1	0.4934	2
3.1	0.13	401	175	183	0.45	2	2746±45	0.19601	0.44	14.35	2.1	0.531	2
1.2	1.36	35	19	16.6	0.57	1	2797±54	0.2001	1.9	14.99	3	0.543	2.4
4.1	0.62	58	12	29.2	0.22	0	2966±56	0.2173	1.6	17.51	2.9	0.584	2.3
1.1	0.10	190	207	94	1.12	1	2930±49	0.2176	0.62	17.27	2.2	0.575	2.1
6.1	0.38	33	15	17.5	0.47	–3	3059±61	0.2177	1.4	18.23	2.9	0.607	2.5
9.1	0.23	101	27	58	0.28	–3	3291±55	0.249	0.84	22.87	2.3	0.666	2.1
2.1	0.45	46	18	25.9	0.40	–1	3238±58	0.2515	1.2	22.63	2.6	0.653	2.3
К2014													
1.1	1.89	65	46	4.17	0.74	10	454±11	0.0573	16	0.576	17	0.073	2.5
2.1	0.04	1456	1360	946	0.97	–5	3629±44	0.2969	0.32	30.94	1.6	0.756	1.6
2.2	0.25	218	213	129	1.01	1	3358±47	0.2833	2	26.7	2.7	0.684	1.8
3.1	0.06	393	110	230	0.29	0	3341±43	0.2764	0.45	25.88	1.7	0.679	1.6
3.2	0.14	207	165	104	0.82	0	2948±40	0.2141	0.65	17.12	1.8	0.5799	1.7
5.2	1.77	88	44	5.44	0.51	68	439.1±10	0.0639	15	0.621	15	0.0705	2.4
4.1	1.11	69	33	4.62	0.49	63	476±11	0.065	15	0.69	15	0.0767	2.4
6.1	0.79	327	340	19.8	1.07	–16	435.7±7.6	0.0538	6.9	0.519	7.2	0.0699	1.8
6.2	1.36	99	45	6.25	0.47	65	449.7±9.6	0.0641	11	0.638	11	0.0722	2.2
5.1	0.86	243	151	15	0.64	2	443.2±7.9	0.0559	6.9	0.549	7.1	0.0712	1.8
7.1	2.36	58	33	3.72	0.59	–36	457±13	0.052	25	0.53	25	0.0734	2.9
К2119													
1.1	0.47	154	130	9.49	0.88	–7	445.1±9.7	0.055	5.1	0.542	5.6	0.0715	2.3
1.2	0.79	173	91	10.9	0.54	–15	451.6±9.8	0.0543	6.7	0.544	7.1	0.0726	2.3
2.1	0.07	104	71	45.3	0.70	1	2638±47	0.181	0.95	12.62	2.4	0.506	2.2
2.2	0.09	184	58	73.2	0.32	7	2445±44	0.1751	0.79	11.14	2.3	0.461	2.2
3.1	0.72	129	107	8.05	0.86	1	450±10	0.056	7	0.558	7.4	0.0722	2.3
3.2	0.54	134	68	8.27	0.53	0	445±10	0.0558	5.7	0.551	6.2	0.0715	2.4
4.1	0.14	296	16	22.4	0.06	–1	545±11	0.0583	2.4	0.708	3.3	0.0882	2.1
4.2	0.58	202	45	15.2	0.23	–4	539±11	0.0577	5.7	0.694	6.1	0.0872	2.2
5.1	0.92	101	60	9.55	0.61	–3	665±15	0.0611	7.8	0.915	8.1	0.1087	2.4
5.2	0.33	107	36	10.3	0.35	5	684±15	0.0633	3.9	0.976	4.5	0.1119	2.3
6.1	0.22	163	140	15.8	0.89	–5	687±14	0.0613	2.9	0.951	3.7	0.1125	2.2
7.1	0.72	83	45	5.13	0.56	27	443±11	0.0589	7.4	0.578	7.8	0.0712	2.6

Табл. 2. U-Pb возраст (SHRIMP) цирконов рифейских вулканитов Южного Урала (П9, П10, К2248 – айская, К2014 – машакская, и К2119 – игонинская свиты). Pb_c и Pb – общий и радиогенный свинец. (1) – коррекция по измеряемому ^{204}Pb. Rho – коэффициент корреляции. Погрешность калибровки стандартов: 0.74% для К9, К10; 0.60% для К2014 и 0.59% для К2119. D – дискордантность.*

микроскопии, катодолюминесценции (catodoluminescence-CL) и обратно-рассеянных электронов (back-scattered electron-BSE). В совокупности это обеспечивало выбор представляющих генетический интерес участков (точек) для изотопного анализа и корректную интерпретацию аналитических данных. Ионные токи измерялись с

№ пробы	Навеска (мг)	Содержание ppm		Изотопные отношения*				Возраст, млн лет **			%
		Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$ ±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$ ±2σ	$^{206}Pb/^{238}U$ ±2σ	$^{206}Pb/^{238}U$ ±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$ ±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ ±2σ	
К2193	0.1040	5.27	2.04	37.18	0.209±0.005	18.925±0.005	0.607±0.029	3054±147	3038±162	2898±63	-5.4
К2065	0.0394	3.11	1.44	35.44	0.172±0.005	12.573±2.276	0.509±0.046	2585±460	2588±468	2582±80	-0.1

*Табл. 3. U-Pb возраст (TIMS) метабазальта (К2065) и габбро-долерита (К2193) в рифее на Южном Урале. *Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04%; **Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели (Stacey, Kramers, 1975). К2065 – метабазальт игонинской свиты аршинской серии; К2193 – габбро-долерит (N 53°16´355´´; E 59°31´231´´).*

помощью вторично-электронного умножителя (ВЭУ) в режиме сканирования по массам. Ионный ток первичного пучка составил 4.4-4.6 нА, ускоряющий потенциал – 10кV. Сочетание выходной щели (80 мкм) ионного источника с 100 мкм шириной входной щели ВЭУ позволяло достигать разрешения 5200 (на ^{254}UO) и исключить изобарные наложения в анализируемом диапазоне масс. Процедура анализа включает измерение следующих ионов с соответствующими временами (сек.) интегрирования: ZrO_2 – 2, ^{204}Pb – 10 фон (204.2) – 10, ^{206}Pb – 7, ^{208}Pb – 7, ^{238}U – 2, ^{248}ThO – 2 и ^{254}UO – 2, причем ионы ZrO_2 и UO использовались и для юстировки пика ионного тока в каждом из четырех масс-спектров. Каждая аналитическая сессия начиналась и заканчивалась измерением стандартных цирконов 91500 и Temora, а в процессе измерения каждый четвертый замер выполнялся на стандартном цирконе Temora, возраст которого равен 416.75 млн лет. Измеряемые U/Pb отношения нормировались относительно величины $^{206}Pb/^{238}U = 0.066$, отвечающей этому возрасту. Получаемые результаты обрабатывались с помощью программы ISOPLOT/Ex 3.22 (Ludwig, 2005), использовались константы распада по (Steger, Jager, 1977), поправки на нерадиогенный свинец вводились согласно модели (Stacey, Kramers, 1975).

В таблице 2 приведены все аналитические данные, но подробно рассматриваются только отвечающие наиболее древним датировкам. Полностью анализы используются при оценке корреляционных взаимоотношений U и Th в цирконе, а представляющие 500 млн лет с дискордантностью не ниже 10 – при построении возрастных гистограмм. При изложении материала упоминаются датировки, полученные по Pb^{206}/U^{238}.

Описание цирконов

Циркон в каждой исследованной пробе (Рис. 3, табл. 2, 3) представляет совокупность кристаллов различного состава и возраста, минералогические особенности которых (облик, внутреннее строение, прозрачность) варьируют в широких пределах.

Одни зерна демонстрируют сочетания ранних-поздних генераций, другие – классическую пару ядро-оболочка. Поскольку в работах (Краснобаев и др., 2012; Краснобаев и др., 2013а; 2013б; Краснобаев и др., 2018) многие из подобных кристаллов уже рассматривались, на рис. 3 представлены лишь особенности строения наиболее древних.

Айские базальты содержат лишь единичные древние кристаллы, среди которых удлиненное – 9, сломанное, частично округлое – 7 (П9) и обломок призматического кристалла – 8 (П 10) (Рис. 3). Они испытали и дробление, и растворение, а их округлость не связана с абразией. Пониженная дискордантность (< 10; табл. 2) этих кристаллов допускает связь их датировок с реальными событиями. Большая часть остальных кристаллов в этих пробах относится к интервалу 1297-2053 млн лет, учитывающему и заниженные датировки (Краснобаев и др., 2013б) измененных зерен.

Несмотря на некоторую условность определения природы, кварцит (К2248) важен тем, что содержащиеся в нем цирконы имеют общую историю существования с цирконами базальтов, что позволяет решить некоторые общие для них вопросы геологического прошлого. Речь идет о том, что особенности эволюции цирконов кварцита могут распространяться и на цирконы базальтов как сосуществующих с ними в равных условиях. Кроме того, цирконы кварцита важны также и для оценки некоторых особенностей айской свиты в целом. К наиболее важным их свойствам относятся (Рис. 3): присутствие среди них зерен с четким идиоморфизмом (кр. 8), с реликтами первичной огранки и вторичной округлостью (кр. 6), обломков, испытавших перекристаллизацию (кр. 2, 9). Примером совмещения следов растворения, замещения и изменения состава с омоложением является кристалл 1. В совокупности все эти данные подтверждают вывод о формировании облика рассматриваемых цирконов без участия абразии, т. е. цирконы из пробы К2248 и обломочные (Кузнецов и др., 2012; Кузнецов и др., 2013) в этом плане не эквивалентны. Периферические зоны некоторых кристаллов характеризуются пониженными возрастами (кр. 2.2 – 2300 млн лет, кр. 6.2 – 1849 млн лет), а одно зерно имеет возраст 490 млн лет.

Уникальными особенностями обладают кристаллы 2 и 3 машакских базальтов пробы К2014 (Рис. 3). На снимках BSE видно, что у них проявились весьма специфические радиальные трещины в периферических зонах, не затрагивающие центральные. Подобная ситуация возникает вследствие более интенсивного увеличения параметров элементарной ячейки у последних за счет повышенной дозы поглощенного α-излучения, что в конечном счете и приводит к “взрыву” оболочки, и к появлению наблюдаемых трещин. Между кристаллами 2 и 3 существуют и заметные различия первичного строения. Для первого характерно сосуществование ранней-поздней генераций, а появление трещиноватости приурочено лишь к поздней. В случае с кристаллом 3 образование трещин также происходит в периферической зоне, но которая здесь уже соответствует новообразованной оболочке. Максимальная датировка цирконов этой пробы достигает 3629±44 млн лет, а превалируют кристаллы с возрастами 435-475 млн лет. Кристаллов циркона отвечающих машакскому уровню среди них не обнаружено.

В базальте (К2119) игонинской свиты распространены кристаллы циркона с возрастом 450-690 млн лет,

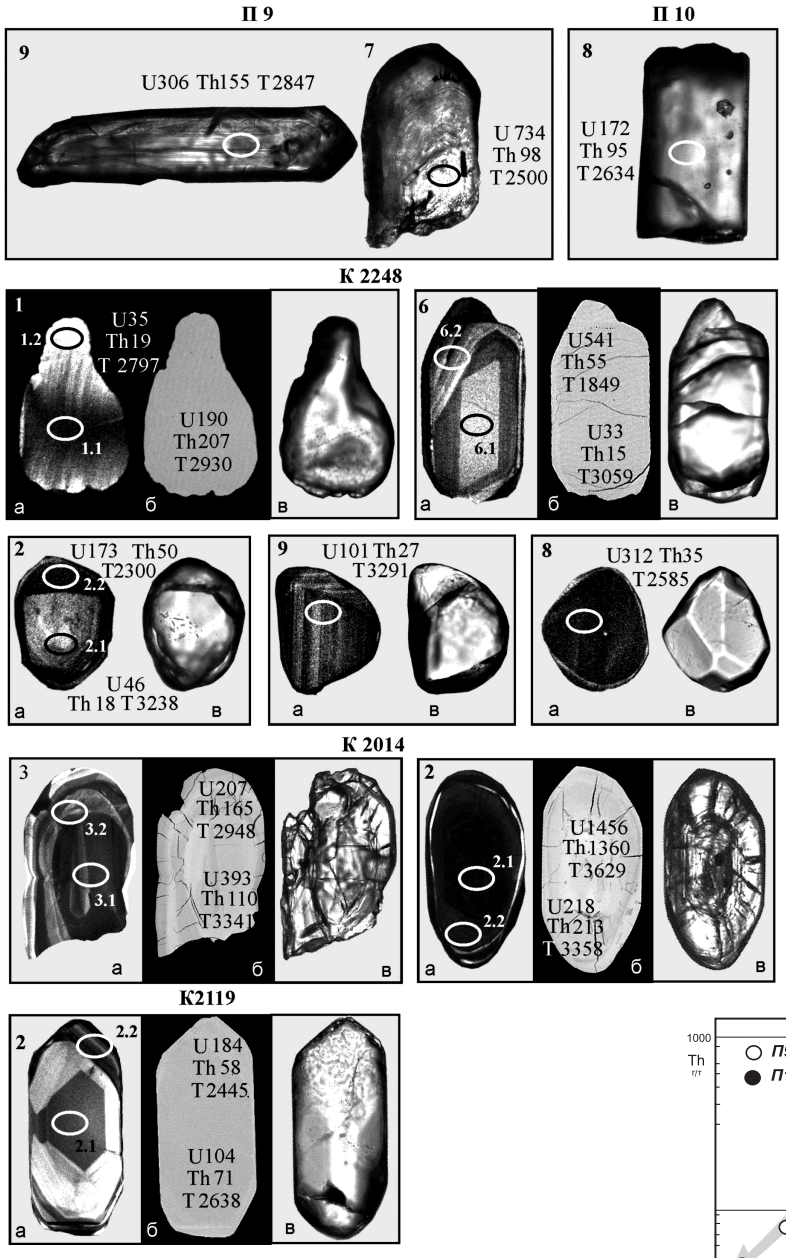


Рис. 3. Минералого-геохимические и возрастные особенности цирконов из вулканитов рифейских толщ Южного Урала. П9, П10, К2248 – айская, К2014 – машакская, и К2119 – игонинская свиты. Цифры – номера кристаллов, содержания U и Th (г/т), T – возраст, млн лет (по $^{206}Pb/^{238}U$) (табл. 2), а, б, в – снимки CL, BSE, оптические (проходящий свет).

и лишь единственный кристалл 2 относится к архейским – 2638±57 млн лет. Сочетание первичных зон (темной – светлой по CL) отражает его магматическую природу, а появление поздней оболочки (2.2) обязано метаморфизму, возраст которого по $^{206}Pb/^{238}U$ оценивается в 2445±44 млн лет. TIMS-датировка метадацитового порфира (К2065) игонинской свиты оказалась равной 2580±5 млн лет, что подтвердило датировку, ранее полученную SHRIMP методом.

U-Th в цирконах

Распределение U и Th в цирконах проб П9 и П10 хотя и разнится (Рис. 4), но в совокупности свидетельствует о принадлежности к единому источнику.

Подтверждением служит не только совпадающий характер их эволюции, но и принадлежность к трем последовательным этапам кристаллизации их магматического расплава (TpI, TpII и TpIII). Ограниченные масштабы вариаций при существенно возросшем содержании U указывают на принадлежность TpIII к его заключительному этапу. Связь с источником цирконов из базальтов айской

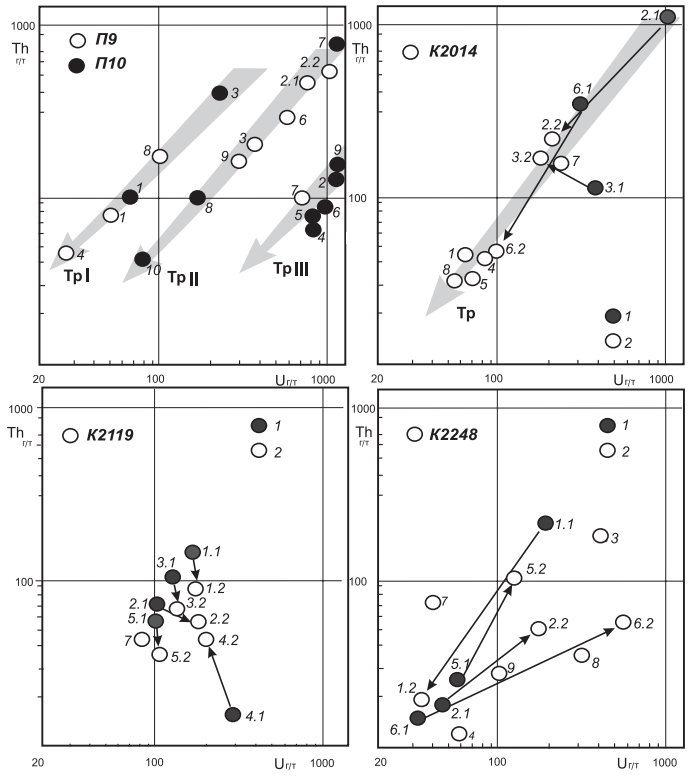


Рис. 4. Взаимосвязь U и Th в цирконах из вулканогенных пород рифейских толщ Южного Урала. Сосуществующие в едином зерне ранние (1) – поздние (2) генерации соединены стрелками. Тренды (Тр) – направленность эволюционного развития цирконов.

свиты вероятна и для цирконов машакских (К2014) вулканитов, подтверждением чему служит подобие трендов их эволюции (TpII и TpI). Несомненно, цирконы пробы К2119 с компактным (“однородным”) распределением U и Th отражают участие нового источника. По-видимому, для цирконов айских и машакских базальтов можно говорить не только об общности образования, но и о подобной последующей истории их существования. Это особенно хорошо заметно при сопоставлении U и Th базальтов с контрастными анализами U и Th в цирконах кварцита (К2248), которые находятся “правее” и “ниже” анализов цирконов магматитов. Впрочем, эволюция некоторых кристаллов (кр. 1 и 2) не противоречит отмеченной для предыдущих проб, а вместе с другими (кр. 2, 4, 6, 8, 9) отражает их полигенную природу в кварците.

В совокупности, особенности распределения U и Th в архейских цирконах тиманид Урала выявляют их связь с различными источниками, хотя для этого возрастного периода такой вывод кажется неожиданным, порождающим новые вопросы о ранней истории его развития.

U-Pb Возраст циркона

На рис. 5 показано распределение эллипсов U-Pb возраста SHRIMP и TIMS анализов самых древних (Табл. 2) кристаллов циркона из пород айской, машакской и игонинской свит относительно конкордии. Нетрудно заметить, что в основном они располагаются или на ней, или рядом, и группируются в границах неоархея (2540-2690 млн лет) или верхней половине палеоархея (3190-3350 млн лет). К связующим можно отнести датировки некоторых кристаллов циркона из кварцита (2966 и 2794 млн лет). Еще раз подчеркнем, что все полученные датировки относятся к цирконам, выделенным из магматических пород.

Для цирконов Тараташского комплекса возрастная информация хорошо известна. Об их древнем, в том числе архейском возрасте (до 3420 млн лет), сообщалось в 1965 году (Краснобаев и др., 1965). Он подтвердился последующими, дополненными минералогическими, исследованиями (описаны шесть типов цирконов) с применением термоизохронного (Pb^{207}/Pb^{206}) (Краснобаев, Сумин, 1983) и классического U-Pb (Краснобаев, Чередниченко, 2005) методов. Развитие методики SHRIMP способствовало обнаружению кристаллов с возрастом до 3500 млн лет (Краснобаев и др., 2011). Существенный вклад в познание тараташских цирконов внесла работа Ю.Л. Ронкина с коллегами (Ронкин и др., 2012), которая подтвердила и широкие возрастные вариации тараташских цирконов, и сохранность среди них кристаллов с возрастом, превышающим 3500 млн лет.

О природе цирконовой кластики

Прежде чем приступить к анализу полученных новых данных, необходимо уточнить наши представления о природе цирконовой кластики (детрита), о ее взаимоотношениях с первичными (магматическими) цирконами источников. Формально их сопоставление кажется и простым, и очевидным. Однако практика качественно меняет эти представления. Можно согласиться с основным механизмом трансформации первичных цирконов в детритовые, который определяется довольно жесткими положениями.

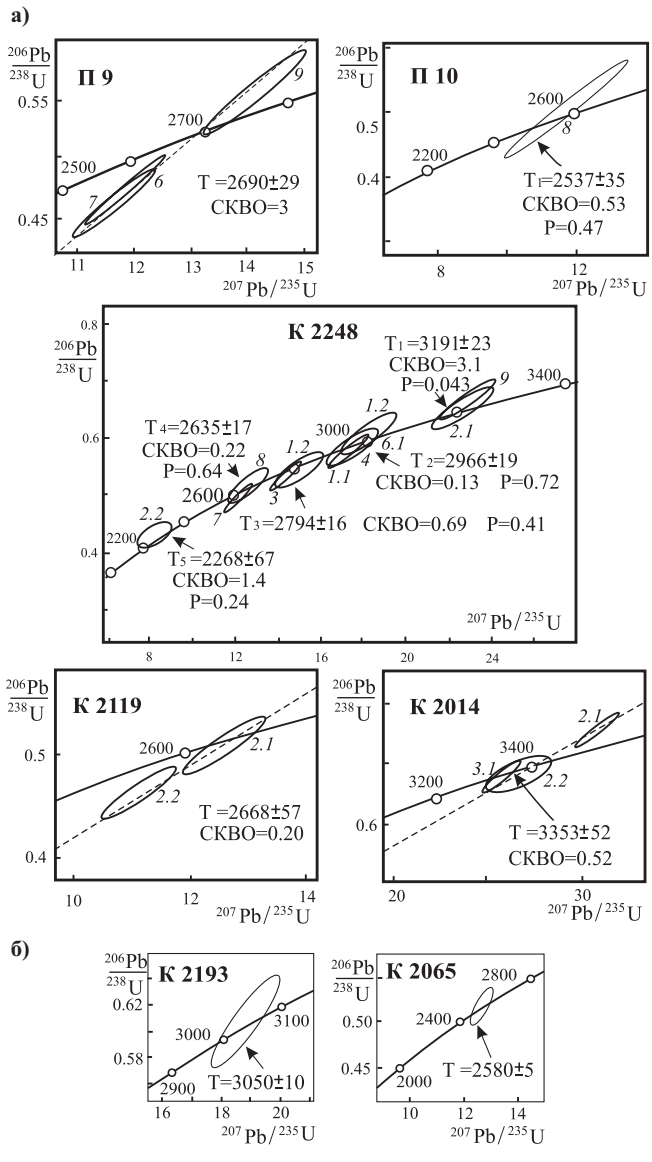


Рис. 5. U-Pb возраст цирконов магматических пород в рифейских толщах Южного Урала. Методики: а – SHRIMP, б –TIMS.

Основное из них – возраст детритовых зерен не может превышать возраста цирконов источников. Это вполне справедливо, если речь идет о возрасте цирконов, а не о возрасте содержащих их пород.

Эта взаимосвязь, как непременная, должна соблюдаться при любых манипуляциях с цирконовой кластикой. Среди процессов, определяющих непосредственное появление детритовой фракции, следует отметить два основных, имеющих статус закономерных (ЗI и ЗII). Первый (ЗI) контролирует очистку (рафинирование) сложно организованных, часто гетерогенных первичных кристаллов от дефектных зерен в основном под влиянием механической абразии. Это приводит к постепенному накоплению внешне уже более однородных (однотипных) зерен с повышенной кристалличностью, устойчивых и к дроблению, и к истиранию, т.е. к образованию, по сути дела, новой фракции – фракции детрита, тогда как осколки истираются и исчезают в первую очередь. При этом затухание ЗI активизирует участие ЗII, согласно которому минералогическая память возникающих детритовых зерен о своих первичных кристаллах ослабевает и может даже полностью исчезнуть. В предельном случае при

полной потере памяти о наиболее поздних стадиях преобразования зерен образуется полихронное сообщество обломочных кристаллов, у которых обнаружить какие-либо признаки принадлежности к конкретным источникам практически невозможно. При этом открываются безграничные возможности отрабатывать (опробовать) на них различные гипотезы, проводить сопоставления их вещественно-геохимических параметров с любыми модельными объектами. В конечном счете, все вновь установленные насыщенные аналитикой генетические связки обычно заканчиваются обрисовкой каких-либо вероятных "первичных" источников, роль которых часто выполняют крупные массивы (комплексы) пород. Эти выводы нередко бывают далеки от реальности.

Потенциально детритовые кристаллы, ранее участвовавшие в строении первичных, могли занимать в них различное структурное положение (ранняя-поздняя генерации, ядра, оболочки, следы влияния метаморфизма, особенно гранулитового). В отличие от предельного случая, рассмотренного выше, их образование может остановиться на "промежуточном" этапе, обеспечив сохранность в некоторых зернах реликтов первичных структур. Вероятность встречи таких частично преобразованных кристаллов хотя и невысокая, но возможная, и о них не следует забывать при исследованиях цирконовой кластики. Однако нередко возникает соблазн ограничиться формальным сопоставлением вещественно-возрастных характеристик обломочных кристаллов с «назначенными» виртуальными источниками.

Об источниках детрита

Возникает качественно иная ситуация, когда на роль источника детрита претендуют местные объекты. Примером может служить ситуация с упомянутым Тараташским комплексом. Весьма симптоматично, что тараташские разновидности цирконов были отмечены ранее и в айских, и даже в зильмердакских песчаниках, нижнего и верхнего рифея, соответственно (Краснобаев и др., 1965; Краснобаев, 1967), что указывало на их переотложение (!) на месте.

При сопоставлении возрастных параметров первичных (Табл. 2, 3; рис. 3, 4, 5) и обломочных (Кузнецов и др., 2013; Кузнецов и др., 2012) кристаллов циркона в данном исследовании использованы полученные ранее данные для цирконов из вулканитов игонинской (Краснобаев и др., 2012), машакской (Краснобаев и др., 2013а) и айской (Краснобаев и др., 2013б; Краснобаев и др., 2018) свит и пород Тараташского комплекса (Краснобаев, 1967; Краснобаев и др., 1965; Краснобаев, Сумин, 1983; Краснобаев, Чередниченко, 2005; Краснобаев и др., 2011; Ронкин и др., 2012). Как и при анализе исследуемых проб, учитывались лишь анализы наиболее совершенных кристаллов, отвечающих требованиям возрастных индикаторов, а также с дискордантностью не хуже 10. Естественно, что в исходных пробах были распространены кристаллы с более широкими минералого-геохимическими свойствами, что существенно при образовании из них цирконовой кластики. Для айской свиты, например, учтены кристаллы циркона с пониженными относительно первичного (1750 млн лет) датировками, вызванными вторичными преобразованиями (Краснобаев и др., 2013б). Кроме того, не исключено и влияние машакского вулканизма на сохранность цирконов айской свиты.

Возрастные вариации цирконов Тараташского комплекса наиболее полно характеризуются результатами (1000-2900 млн лет) термоизохронного метода (Краснобаев, Сумин, 1983). Но в суммарные гистограммы (Рис. 6) мы включили лишь данные U-Pb методов. При сравнении суммарных гистограмм распределения U-Pb возрастов цирконов из вулканитов рифея, пород Тараташского комплекса и детритовых цирконов из песчаников нижнего рифея и венда (Кузнецов и др., 2013) обращает на себя внимание то, что возрастные вариации тех и других во многом сопоставимы, несмотря на минералогическую ограниченность использованных в данном исследовании кристаллов. Отсюда следует, что возрастные характеристики первичных (магматических) цирконов, распространенных в рифейских вулканитах и породах Тараташского комплекса, как источников обломочных цирконов в рифейских и вендских песчаниках, преимущественно регулируются процессами переотложения на месте их образования.

Ранее (Беккер, 1968; Орлова, 1960; Сергеева, 2014) при изучении акцессорных минералов отмечалось, что рифейские и вендские песчаники на Южном Урале в значительной степени формируются за счет обломочного материала местных уральских пород. Хотя влияние удаленных источников не исключается, но их роль в данном случае не проявилась.

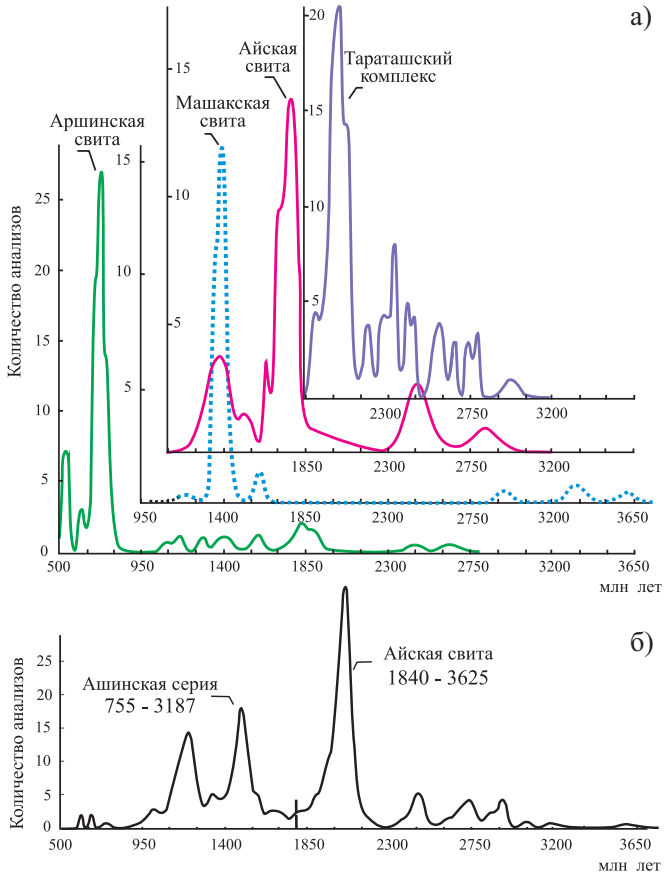


Рис. 6. Гистограммы распределения U-Pb возрастов цирконов вулканитов рифея и пород Тараташского комплекса (а) и детритовых цирконов айских-ашинских песчаников (б) (Кузнецов и др., 2013).

Заключение

1. В качестве источников цирконовой кластики для песчаников рифейских и вендских толщ на Южном Урале впервые рассматриваются цирконы из вулканогенных пород, представленных в разрезе рифея региона навышским трахибазальтовым комплексом в айской свите бурзянской серии нижнего рифея, машакским риолит-базальтовым комплексом в машакской свите юрматинской серии среднего рифея и аршинским метабазальтовым комплексом в составе игонинской свиты аршинской серии завершающего рифея.

2. При сопоставлении вещественно-возрастных характеристик обломочных кристаллов с возможными источниками цирконовой кластики следует учитывать, что при формировании цирконовой кластики из магматических цирконов происходит очистка (рафинирование) сложно организованных, часто гетерогенных первичных кристаллов от дефектных зерен в основном под влиянием механической абразии, что приводит к накоплению внешне более однородных (однотипных) кристаллов с повышенной кристалличностью. В процессе преобразования кристаллов циркона в детритовые зерна, последние могут сохранить реликты первичных структур, указывающие на источник цирконовой кластики, но возможно и полное исчезновение у цирконов признаков принадлежности к конкретным источникам. В этом случае открываются безграничные возможности сопоставления вещественно-геохимических параметров цирконовой классики с любыми модельными объектами.

3. Аналогия в распределении U-Pb возрастов цирконов из вулканитов рифея, метаморфических пород Тараташского архей-нижнепротерозойского комплекса и детритовых цирконов песчаников нижнего рифея и венда (Рис.6) свидетельствует, что формирование цирконовой кластики песчаников рифея и венда на Южном Урале обусловлено преимущественно процессами рециклинга цирконов на месте их образования.

Говоря о важной роли местных источников сноса, дополнительным аргументом служат результаты U-Pb датирования выделенных нами детритовых цирконов из песчаного матрикса конгломератов айской свиты в разрезе по р. Ушат (Тараташский антиклинорий). LA-ICP-MS анализы выполнены в Научно-образовательном центре геохронологии Казанского федерального университета, а полученные материалы изложены в статье (Романюк, Кузнецов, Пучков и др., 2018б), основной вывод которой заключается в том, что источник детритовых цирконов был сугубо локальным. На диаграмме с конкордией эллипсы анализов всех датированных зерен циркона формируют дискордию с верхним и нижним пересечениями с конкордией – 2066±20 и 230±200 млн лет. Верхняя датировка интерпретируется как возраст цирконов из коренных пород тараташского комплекса, а нижняя − как результат термального воздействия палеозойских вулканитов, расположенных в непосредственной близости от пробы.

Таким образом, основным источником обломочных цирконов в рифейских и вендских песчаниках на Южном Урале служат местные (рифейские и тараташские) комплексы пород. Появление цирконовой кластики в песчаниках этих толщ определяется процессами переотложения на месте их образования. Можно констатировать, что для этого не требуется привлечения более удаленных и экзотических источников.

Благодарности

Исследования выполнены в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН (тема гос. задания № 0246-2019-0087).

Литература

Беккер Ю.Р. (1968). Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Ленинград: Недра, 160 с.

Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан (2002). Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-40 (41) –Уфа (ответственный редактор и один из авторов Козлов В.И.) СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ.

Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. (2011). Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала. *Геологический сборник, 9*, с. 3-8.

Краснобаев А.А. (1967). Альфа-свинцовый возраст и особенности строения цирконов из очковых гнейсов тараташской и песчаников зильмердакской свит. *Минералы изверженных горных пород и руд Урала*. Ленинград: Наука, с. 3-7.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Бережная Н.Г., Нехорошева А.Г. (2011). Цирконология железистых кварцитов Тараташского комплекса. *ДАН,* 437(6), с. 803-807.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2012). Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал). *Литосфера*, 4, с. 127-139.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. (2013а). Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 21(5), с. 1-18.

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. (2013б). Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале. *ДАН*, 448(4), с. 437-442. https://doi.org/10.1134/S1028334X13020050

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. (2018). Полихронная цирконология навышских вулканитов айской свиты (Южный Урал). *ДАН*, 478(1), с. 56-61. https://doi.org/10.1134/S1028334X18010038

Краснобаев А.А., Свяжин Н.В., Траянова М.В. (1965). Абсолютный возраст пород тараташской свиты на Урале по данным α-свинцового метода. *Методические вопросы изотопной геологии*. М: Наука, с. 84-94.

Краснобаев А.А., Сумин Л.В. (1983). Геохимическая и геохронологическая гетерогенность цирконов полиметаморфических комплексов (на примере Тараташского комплекса на Южном Урале). *Геохимия*, 4, с. 599-602.

Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В. (2005). Цирконовый архей Урала. *ДАН*, 400(4), с. 510-519.

Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Цельмович В.А. (2013). Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея. *ДАН*, 451(3), с. 308-313.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Ипатьева И.С. (2012). Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритовых цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеографические и палеотектонические аспекты. *ДАН,* 447(1), с. 73-79.

Орлова М.Т. (1960). Акцессорные минералы древних немых толщ западного склона Южного Урала. *Геология и полезные ископаемые.* Материалы ВСЕГЕИ. Вып. 28. Ленинград, с. 31-44.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2018а). Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “TERRANE CHRONE”. *Геодинамика и тектонофизика*, 9(1), pp. 1-37. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Паверман В.И., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2018б). U/Pb датирование (LA-ISP-MS) детритовых цирконов из основания разреза стратотипа нижнего рифея (Башкирское поднятие, Южный Урал): локальный источник обломочного материала для пород айской свиты. *Геодинамическая*

эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания ИЗК СО РАН. Иркутск, с. 217-219.

Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. (2012). Изотопная геология древнейших образований Южного Урала. *Литосфера*, 5, с. 50-76.

Сергеева Н.Д. (2014). Минералогические особенности отложений венда Южного Урала. *Труды Южно-Уральского государственного природного заповедника*. Уфа: Гилем, Башк. энцикл, Вып. 2, с. 161-176

Стратиграфический кодекс России. (2006). СПБ: Изд. ВСЕГЕИ. 96 с.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinicoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003). Temora 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200, pp. 155-170. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00165-7

Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006). Geochemical characterization of Precambrian magmatic syites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. *Geological Digest*, 5, pp. 119-161.

Larionov A.N., Andreicev V.A., Gee D.R. (2004). The Vendian alkaline igneous suite of northerm Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *The Neoproterozoic Timanid Orogen of Eastern Baltica*. Geological Society, London, Memoirs, 30, pp. 69-74. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07

Ludwig K.R. (2005). User´s Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. Geochronogical Tolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 71 p.

McDonough W.F., Sun S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chem. Geol*., 120, pp. 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D. (2014). The New Data on Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia. *Journal of Geoscience and Environment Protection,* 2, pp. 108-116. https://doi.org/10.4236/gep.2014.23015

Stacey J.S., Kramers J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett*., 26, pp. 207-221. https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6

Steger R.N., Jager E. (1977). Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett,* 36. pp. 359-362. https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C. and Spiegel W. (1995).Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19, pp. 1-23. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Williams I.S. (1998). U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processec. *Reviews in Economic Geology*, 7, pp. 1-35.

Сведения об авторах

Артур Антонинович Краснобаев – доктор геол.-мин. наук, главный научный сотрудник, Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН

Россия, 620016, Екатеринбург, ул. Ак. Вонсовского, д. 15

Тел: +7(343)287-90-44, e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

Виктор Николаевич Пучков – доктор геол.-мин. наук, член.-корр. РАН, научный руководитель, Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН

Россия, 620016, Екатеринбург, ул. Ак. Вонсовского, д. 15

Тел: +7(343)287-90-44, e-mail: puchkv@ufaras.ru

Нина Дмитриевна Сергеева – канд. геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН

Россия, 450077, Уфа, ул. К. Маркса, д. 16/2

Тел: +7(347)272-82-56, e-mail: riphey@ufaras.ru

Софья Владимировна Бушарина – канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН

Россия, 620016, Екатеринбург, ул. Ак. Вонсовского, д. 15

Тел: +7(343)287-90-44, e-mail: cvb_77@mail.ru

Статья поступила в редакцию 05.07.2018;
Принята к публикации 14.01.2019;
Опубликована 30.03.2019

IN ENGLISH

Nature of zircon clastics in the Riphean and Vendian sandstones of the Southern Urals

A.A. Krasnobaev[1], V.N. Puchkov[1], N.D. Sergeeva[2], S.V. Busharina[1]*

[1]*Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation*

[2]*Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation*

[*]*Corresponding author: Nina D. Sergeeva, e-mail: riphey@ufaras.ru*

Abstract. New age dates of detrital zircons of terrigenous rocks augmented the possibilities of interpretation of their provenance. Unfortunately this interpretation is restricted by a formal comparison of age-and-composition characteristics of detrital crystals with any very distant model objects. The paper deals with a situation when the role of a source of a detritus is claimed by local objects. When comparing the age parameters of primary and detrital crystals of zircons, the data on Riphean volcanics and ancient metamorphics of the Taratash complex of the Southern Urals were used. Specifying the ideas on the nature of the zircon clastics (detritus) and its relationships with primary zircons of sources, a role of processes of mechanical abrasion is pointed out, leading to a clearing of heterogenous primary grains of defect crystals, which results in an accumulation of crystals of more homogenous appearance. The analysis of SHRIMP and TIMS-dates of zircons and U and Th concentrations in them, and also a comparison of histograms of primary zircons from Riphean volcanics and rocks of the Taratash complex on one hand and the detrital zircons from the Vendian and Riphean sandstones of the Southern Urals on the other, have shown that the age variations of both are rather comparable. It means that the age characteristics of primary zircons from the Riphean volcanics and rocks of the Taratash complex as sources of zircon clastics for the Riphean and Vendian sandstones are regulated by processes of resedimentation, and a detrital fraction of zircons is formed at the expense of local objects. The participation of very distant sources is not excluded, but in our case it is not detected.

Key words: zircons, Riphean, Vendian, series, formation, Asha, Ai, Mashak, Southern Urals

Recommended citation: Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2019). Nature of zircon clastics in the Riphean and Vendian sandstones of the Southern Urals. *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 15-25. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.15-25

Acknowledgements

The studies were carried out in accordance with the research plans of the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (state task No. 0246-2019-0087).

References

Bekker Yu.R. (1968). Late Precambrian molasses of the Southern Urals. Leningrad: Nedra, 160 p. (In Russ.)

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinicoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003). Temora 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200, pp. 155-170. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00165-7

Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006). Geochemical characterization of Precambrian magmatic syites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. *Geological Digest*, 5, pp. 119-161.

Geological map of the Russian Federation and adjacent territories of the Republic of Kazakhstan (2002). Scale 1:1 000 000 (new series). SPb: Izd-vo SPb kartfabriki VSEGEI. (In Russ.)

Kozlov V.I., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Nekhoroshev A.G., Busharin S.V. (2011). Arshiny is a new Riphean straton in the stratotype cuts of the Southern Urals. *Geological Digest*, 9, pp. 3-8. (In Russ.)

Krasnobaev A.A. (1967). Alfa-lead age and structural features of zircons from the spectacle gneisses of the Taratash suite and sandstones of the Zilmerdak suite. *Mineraly izverzhennyh gornyh porod i rud Urala* [Minerals of igneous rocks and ores of the Urals]. Leningrad: Nauka, pp. 3-7. (In Russ.)

Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Busharina S.V., Berezhnaya N.G., Nekhorosheva A.G. (2011). Zirconology of ferruginous quartzites of the Taratash complex. *Doklady Earth Sciences*, 437(6), pp. 803-807. (In Russ.)

Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2012). New data on zircon geochronology of the Arshinsky volcanites (Southern Urals). *Litosfera = Lithosphere*, 4, pp. 127-139. (In Russ.)

Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Busharina S.V., Sergeeva N.D., Paderin I.P. (2013a). Zircon geochronology of the Mashaksky colcanites and age problem of Lower-Middle Riphean boundary. *Stratigrafiya. Geol. korrelyaciya,* 21(5), pp. 1-18. (In Russ.)

Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Busharina S.V., Lepekhina E.N. (2013b). Zirconology of navysh volcanic rocks of the Ai suite and the problem of the age of the lower riphean boundary in the Southern Urals. *Doklady Earth Sciences*, 448(4), pp. 437-442. https://doi.org/10.1134/S1028334X13020050 (In Russ.)

Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D. (2018). Polychronous Zirconology of Navysh Volcanics of the Ai Formation (Southern Urals). *Doklady Earth Sciences*, 478(1), pp. 56-61. https://doi.org/10.1134/S1028334X18010038 (In Russ.)

Krasnobaev A.A., Svyazhin N.V., Trayanova M.V. (1965). Absolute age of the rocks of Taratash suite in the Urals by α-lead method. *Metodicheskie voprosy izotopnoj geologii* [Methodological problems of isotope geology]. Moscow: Nauka, pp. 84-94. (In Russ.)

Krasnobaev A.A., Sumin L.V. (1983). Geochemical and geochronological heterogeneity of zircons of polymetamorphic complexes (on the example of the Taratash complex in the Southern Urals). *Geohimiya = Geochemistry*, 4, pp. 599-602. (In Russ.)

Krasnobaev A.A., Cherednichenko N.V. (2005). Zircon archean of the Urals. *Doklady Earth Sciences*, 400(4), pp. 510-519. (In Russ.)

Kuznecov N.B., Maslov A.V., Belousova E.A., Romanyuk T.V., Krupenin M.T., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Seregina E.S., Celmovich V.A. (2013). The first U-Pb (LA-ICP-MS) isotope data of detrital zircons from the basal levels of the Riphean stratotype. *Doklady Earth Sciences*, 451(3), pp. 308-313. (In Russ.)

Kuznecov N.B., Romanyuk T.V., Shacillo A.V., Orlov S.Yu., Golovanova I.V., Danukalova K.N., Ipat'eva I.S. (2012). The first results of mass U-Pb isotope dating (LA-ICP-MS) for detrital zircons from the Asha Group, South Urals: Paleogeography and paleotectonics. *Doklady Earth Sciences*, 447(1), pp. 73-79. (In Russ.)

Larionov A.N., Andreicev V.A., Gee D.R. (2004). The Vendian alkaline igneous suite of northerm Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *The Neoproterozoic Timanid Orogen of Eastern Baltica*. Geological Society, London, Memoirs, 30, pp. 69-74. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.07

Ludwig K.R. (2005). User´s Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. Geochronogical Tolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 71 p.

McDonough W.F., Sun S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chem. Geol*., 120, pp. 223-253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Orlova M.T. (1960). Accessory minerals of the ancient silent layers of the western slope of the Southern Urals. *Geologiya i poleznye iskopaemye. Materialy VSEGEI* [Proc. VSEGEI. Geology and mineral resources]. Leningrad, is. 28. pp. 31-44. (In Russ.)

Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D. (2014). The New Data on Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia. *Journal of Geoscience and Environment Protection,* 2, pp. 108-116. https://doi.org/10.4236/gep.2014.23015

Romanyuk T.V., Kuznecov N.B., Belousova E.A., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2018a). Paleotectonic and paleogeographic conditions for the accumulation of the lower riphean Ai formation in the Bashkir uplift (Southern Urals): the terranechrone® detrital zircon study. *Geodynamics & Tectonophysics*, 9(1), pp. 1-37. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335 (In Russ.)

Romanyuk T.V., Kuznecov N.B., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Paverman V.I., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2018b). U/Pb dating (LA-ISP-MS) of detrital zircons from the base of the section of the Lower Riphean stratotype (a localized source of detrital material for the aroid suite). *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Proc. Sci. Semin.* Irkutsk, pp. 217-219. (In Russ.)

Ronkin Yu.L., Sindern S., Lepihina O.P. (2012). Isotope geology of ancient formations of the Southern Urals. *Litosfera = Lithosphere*, 5, pp. 50-76. (In Russ.)

Sergeeva N.D. (2014). Mineralogical features of Vendian deposits of the Siuthern Urals. *Trudy Yuzhno-Ural'skogo gosudarstvennogo prirodnogo zapovednika*. Is.2. Ufa: Gilem, Bashk. ehncikl., pp. 161-176. (In Russ.)

Stacey J.S., Kramers J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett*., 26, pp. 207-221. https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6

Stratigraphic code of Russia (2006). St.-Petersburg: VSEGEI, 96 p. (In Russ.)

Steger R.N., Jager E. (1977). Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett,* 36. pp. 359-362. https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C. and Spiegel W. (1995).Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19, pp. 1-23. https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x

Williams I.S. (1998). U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processec. *Reviews in Economic Geology*, 7, pp. 1-35.

About the Authors

Artur A. Krasnobaev – DSc (Geology and Mineralogy), Chief Researcher, Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

15, Vonsovsky st., Yekaterinburg, 620016, Russian Federation

Tel: +7(343)287-90-44, e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

Viktor N. Puchkov – DSc (Geology and Mineralogy), Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Academic Supervisor, Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

15, Vonsovsky st., Yekaterinburg, 620016, Russian Federation

Tel: +7(343)287-90-44, e-mail: puchkv@ufaras.ru

Nina D. Sergeeva – PhD (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences

16/2, Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation

Tel: +7(347)272-82-56, e-mail: riphey@ufaras.ru

Sofiya V. Busharina – PhD (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

15, Vonsovsky st., Yekaterinburg, 620016, Russian Federation

Tel: +7 (343) 287-90-44, e-mail: cvb_77@mail.ru

Manuscript received 5 July 2018;
Accepted 14 January 2019; Published 30 March 2019

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ
DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.26-30
УДК 550.423

Платиновые металлы на Бамском золоторудном месторождении Верхнего Приамурья

С.М. Радомский, В.И. Радомская*
Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения РАН, Благовещенск, Россия

Вопросы комплексного извлечения благородных металлов (Ru, Rh, Pd, Ag, Os, Ir, Pt, Au) при разработке золотосеребряных месторождений в последнее время приобретают всё возрастающую практическую значимость и актуальность, в связи с отчётливой тенденцией к исчерпанию базы доступных руд, уменьшению в них концентраций полезных компонентов и ухудшению горнотехнических условий переработки. Целью работы было дополнительное исследование платиновой минерализации в рудных объектах на крупном Бамском золоторудном месторождении Верхнего Приамурья и получению оценок содержаний благородных металлов методами атомно-абсорбционного, вольтамперометрического и химического анализов. Показано, что промышленные концентрации для добычи имеют золото и серебро, а платиновые металлы присутствуют в сопутствующих концентрациях и не достигают значений, необходимых для рентабельной промышленной переработки. Выявленными особенностями Бамского месторождения являются наложения высокотемпературных и низкотемпературных стадий минерализации благородных металлов в рамках рудных столбов, что приводит к усреднению общих геохимических закономерностей и нивелированию характерных локальных отличий. Отмечено, что платиновая минерализация возрастает с глубиной и близостью к источнику вулканического тепла, точно также, как и относительная проба золота.

Ключевые слова: геохимия, благородные металлы, распределение, Бамское золоторудное месторождение

Для цитирования: Радомский С.М., Радомская В.И. (2019). Платиновые металлы на Бамском золоторудном месторождении Верхнего Приамурья. *Георесурсы*, 21(1), с. 26-30 DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.26-30

Введение

В сентябре 2014 г. правительство РФ рекомендовало приступить к отработке разведанного ранее и законсервированного Бамского золоторудного месторождения, при условии соответствующего выбора оптимальной технологии. Это коренное месторождение было открыто в 1979 г. по литохимическим потокам рассеивания Ag и Au в донных отложениях правых притоков р. Чульбангро экспедицией под руководством В.В. Домчака. До этого отрабатывались мелкие россыпные рудопроявления, имеющие генетические связи с материалом континентального сноса Бамского золоторудного узла, который характеризуется определённым геохимическим набором элементов. Позднее на выявленном объекте были изучены вторичные геохимические ореолы рассеивания элементов, вскрыты канавами отдельные рудные тела и определены сопутствующие элементы – Cu, W, Pb, Bi, Mo, Sb, Hg. В первое время месторождение оценивалось как среднее по запасам золота, а после проведения дополнительных поисково-оценочных работ, преимущественно буровым способом, в 1990-2013 г. были разведаны и утверждены запасы золота – 107,5 т, что позволило отнести месторождение к разряду крупных (Моисеенко, Эйриш, 1996; Степанов и др., 1998). В Амурской области золотоносные и платиноносные площади обособлены в 46 золотоносных и 7 потенциально платиноносных рудно-россыпных узлах, в которых отмечались случаи попутного извлечения выделений минералов группы платины, размерами до 3 мм (Моисеенко и др., 2004). Поэтому представляется актуальным провести дополнительное исследование на содержание всей группы благородных металлов (БМ), в которой кроме золота находятся серебро и металлы группы платины (МГП). Серебро входит в состав минералов самородного золота, и часто их минерализацию рассматривают совместно, тогда как минерализация металлов группы платины менее изучена (Радомский, Радомская, 2017).

Целью работы являлось дополнительное изучение платиновой минерализации на крупном Бамском золоторудном месторождении для оценки возможности комплексного извлечения всей группы благородных металлов.

Материалы и методы исследования

Пробы рудного материала отбирались в соответствии с методическими указаниями, разработанными Центральным научно-исследовательским геологоразведочным институтом цветных и благородных металлов, для физико-химических исследований золоторудных месторождений. Аналитические определения выполнялись по III категории точности количественного анализа для исследования рядовых геохимических проб, допущенных отраслевыми методиками при исследованиях пород, руд, концентратов, хвостов обогащения. Общая метрологическая характеристика метода – суммарная погрешность по правильности, точности и воспроизводимости ≤ 30%. Для контроля полученных аналитических результатов в работе использованы следующие государственные стандартные образцы состава (ГСО) – концентрат никелевый КН-1 № 1702-86 и хвосты обогащения ХО-1 ГСО № 1703-86 (Радомский, Радомская, 2017).

Проанализированы усреднённые, отквартованные и сокращённые образцы следующих видовых характерных типов 14 рудных столбов (34 шт.) и 18 проб вмещающих и

* *Ответственный автор: Сергей Михайлович Радомский*
E-mail: rsm@ascnet.ru

© 2019 Коллектив авторов

вскрышных пород. Анализ группы благородных металлов (Ru, Rh, Pd, Ag, Os, Ir, Pt, Au) проводился в соответствии с требованиями ГОСТ Р 52599-2006[1] (серебро – ОСТ № 130 ВИМС НСАМ 2010 г. и золото – ОСТ № 131 ВИМС НСАМ 2010 г.), платиновые металлы – ГОСТ Р 55558-2015[2]. Количественное определение содержаний золота и серебра проведено после отжига проб при 650ºС в течение 1,5 часа и вскрытия навески (5-10 г) раствором смеси кислот HCl и HNO_3 в отношении 3:1, с последующим экстракционным атомно-абсорбционным определением золота в растворе 0,05М дибутилсульфида в метилбензоле и иодидных комплексов серебра в растворе 3-метилбутанола-1 (Радомская и др., 2005; Радомский, Радомская, 2017).

Анализ металлов группы платины осуществлялся по ГОСТ Р 55558-2015 со следующими внесёнными допустимыми дополнениями и изменениями. Методика определения металлов группы платины заключалась в концентрировании элементов из навески 10 г, путём предварительного сплавления на никелевый штейн, с последующим его растворением в соляной кислоте, разбавленной дистиллированной водой в отношении (1:1), и отделением нерастворимого остатка элементов группы платины, сплавлением нерастворимого остатка с пероксидом натрия и получением водного исходного раствора платиноидов, из которого отбирались аликвоты на дальнейшие раздельные определения металлов: перевод аликвоты в 0,1М уксуснокислый раствор для определения осмия и в 2-3М раствор HCl для анализа остальных металлов платиновой подгруппы. Содержание рутения, осмия и иридия определяли кинетическим, каталиметрическим и фотоколориметрическими методами соответственно. Вторичное концентрирование платины, палладия, родия проводили методом экстракции смесью 0,025М растворов ди-2-этилгексилдитифосфорной кислоты и орто-алкиланилина в метилбензоле из солянокислого раствора. Анализы выполняли на атомно-абсорбционных спектрофотометрах «Hitachi 180-50» и «SOLAAR M-6» в варианте электротермической атомизации (Радомский, Радомская, 2017). Работа атомно-абсорбционного метода анализа контролировалась на внутри-лабораторном уровне инверсионным вольтамперометрическим методом анализа с чувствительностью определений БМ 0,001 мг/т и достигнутой аппаратной чувствительностью применённой методики > 0,1 мг/т, при навеске образца – 1 грамм (Колпакова, 2014).

БМ в природной среде распределены крайне неравномерно, и поэтому при исследовании их роли и поведения в геохимических процессах необходимо надёжно определять следовые количества, что задаётся условиями использования представительной навески для применяемых методов и использованием накопленного опыта в современных эффективных схемах анализов, связанных с предварительной подготовкой, отделением от матрицы и концентрированием, что позволяет избавиться от матричного эффекта и значительно повысить соотношение сигнал/шум (Колпакова, 2014; Радомская и др., 2005; Радомский, Радомская, 2017).

[1] ГОСТ Р 52599-2006 Драгоценные металлы и их сплавы. Общие требования к методам анализа. М: Стандартинформ, 2007, 10 с.

[2] ГОСТ Р 55558-2015 Руда сульфидная медно-никелевая. Масс-спектрометрический метод определения содержания платины, палладия, родия, рутения, иридия и золота с предварительным коллективированием на никелевый штейн. М: Стандартинформ, 2015, 36 с.

Результаты работ

Первые сообщения о платиновой минерализации Бамского золоторудного месторождения появились в 1998 г. В 14 пробах было установлено присутствие МГП с максимальными концентрациями вблизи рудопроявлений Невачанской интрузии (Степанов и др., 1998; Моисеенко и др., 2004). Установленные нами валовые содержания БМ в рудах, вмещающих и вскрышных породах представлены в табл. 1. Кларки концентраций (КК) БМ для руд месторождения по отношению к их кларкам в земной коре по К.Г. Ведеполю (Wedepohl, 1995) составили: Ru – 110; Rh – 50; Pd – 55; Ag – 257; Os – 440; Ir – 340; Pt – 950; Au – 3000. Ряд КК для руд Бамского месторождения следующий: Au>Pt>Os>Ir>Ag>Ru>Pd>Rh; ряд в целом идентичен для распределения БМ в биогеохимических компонентах природной среды Верхнего и Среднего Приамурья, ограниченного рамками Амурской области (Радомский и др., 2008). Ряд КК БМ для вмещающих и вскрышных пород месторождения становится уже другим: Au(236)>Pt(325)>Os(140)>Ir(60)>Ag(11)>Ru(60)>Pd(15)>Rh(33), изменяясь незначительно в своей примесной части.

Корреляционные связи БМ с широким рядом химических элементов, имеющих как металлическую, так и неметаллическую природу, имеют значения близкие к сильным проявлениям, разнообразны и достаточно подробно описаны ранее (Моисеенко и др., 2004).

Элемент	Рудные столбы 34 пробы	Вмещающие породы 18 проб	Кларк в земной коре (Wedepohl, 1995)
Ru	0,010 – 0,012 0,011	0,001 – 0,010 0,006	0,0001
Rh	0,002 – 0,004 0,003	0,001 – 0,003 0,002	0,00006
Pd	0,020 – 0,024 0,022	0,004 – 0,008 0,006	0,0004
Ag	1,00 – 35,00 18,0	0,50 – 0,98 0,74	0,07
Os	0,018 – 0,026 0,022	0,006 – 0,008 0,007	0,00005
Ir	0,010 – 0,024 0,017	0,002 – 0,004 0,003	0,00005
Pt	0,22 – 0,54 0,38	0,12 – 0,24 0,13	0,0004
Au	1,00– 14,00 7,5	0,22 – 0,96 0,59	0,0025

Табл. 1. Валовые концентрации благородных металлов в руде, вмещающих и вскрышных породах на Бамском золоторудном месторождении, числитель – интервал определяемых содержаний, знаменатель – среднее значение, ppm

Обсуждение результатов

Бамский рудный узел расположен на западном фланге Северо-Становой металлогенической зоны Приамурской золотоносной провинции позднемезозойского возраста и согласно геофизическим данным приурочен к вулкано-тектоническому поднятию центрального типа, площадью около 400 кв. км., выполненному субвулканическими интрузиями и дайками раннемелового возраста. Рамой его служат гранитоиды Чубачинского массива раннего протерозоя, содержащего ксенолиты гнейсов и кристаллосланцев архейского возраста (Степанов, 2000). Аномальные геохимические поля Бамского рудного

узла по А.А. Данилову (Данилов, 1998) представлены на рис. 1. К юго-востоку от Бамского месторождения, имеющего координаты: 55°58'41''N 123°53'6''E, в верховьях рек Верхней и Средней Ларбы в центральной части Бамского рудного поля известны многочисленные рудопроявления Дес, Апсакан, Доминикан, Нормандия и др., которые по своим металлогеническим особенностям, геологии, морфологии рудных тел, вмещаемым породам, составу руд, пробе золота схожи с Бамским месторождением и отличаются лишь набором и содержанием сопутствующих химических элементов в геохимических рядах распространённости природных минералов (Эйриш, 2002). Юго-западнее находится Невачанская субвулканическая интрузия кварцевых сиенитпорфиров, медленно погружающаяся на восток под углами близкими к 30° к краям плоскости Бамского разлома, именуемого также Бамским сбросом. Оруденение неравномерное и преимущественно развито в лежачем боку Бамского сброса (Моисеенко, Эйриш, 1996).

Бамское месторождение относится к гидротермальной группе вулканогенного класса с оксидно-сульфидным типом руд. Имеет характерные парагенетические связи с вулканоплутоническими и палеовулканическими структурами и проявлениями субвулканических интрузий Невачанского плутоногенного комплекса, даек, силлов кислого и умереннокислого составов. Бамскому рудному узлу отвечает вулканоплутоническое поднятие центрального типа, выраженное отчётливыми геофизическими и геохимическими полями (Рис. 1). Бамское месторождение представляет собой зону тонкопрожилкового окварцевания, с золотосеребряной минерализацией, приуроченной к одноимённому рудоконтролирующему разлому. По геологическим данным возраст месторождения раннемеловой, подтверждается Rb-Sr методом по рудосопровождающим минералам в интервале 129±3,6 млн лет (Степанов, 2000).

Рудные тела представляют собой минерализованные зоны дробления и брекчирования, пересекающие структуры вмещающих мигматитов, что характерно для хрупких, а не для пластинчатых деформаций, что позволяет считать характер оруденения гипабиссальным. Морфологически рудные тела представляют собой ленты и линзы, осложнённые флексурными изгибами по простиранию и падению. На месторождении сгущённые участки концентрированных проявлений оруденения получили название рудных столбов, которые удлинены по падению. Рудные столбы имеют характерное юго-восточное склонение и проявляют тенденцию к геометрическим и концентрационным изменениям по мере удаления от центрального вулканического поднятия. По мере удаления от Невачанской интрузии продуктивность рудных столбов и масштабы их проявлений ослабевают. В общем случае рудовмещающая структура рассматривается как зона трещин оперения в лежачем боку Бамского разлома под углами 40-50° (Эйриш, 2002).

Рудные тела преимущественно состоят из адуляр-карбонатно-кварцевых пород, подверженных низкотемпературным гидротермальным изменениям, и представлены кулисорасположенными зонами прожилкового окварцевания и сульфидной вкраплённости с содержаниями золота и серебра до 160 г/т и 450 г/т в рудных столбах, соответственно. Околорудные изменения выражены в березитизации, калишпатизации и аргиллизации вмещающих пород. Рудные минералы представлены сульфидами, количество которых достигает 5-10%, главные из которых пирит, халькопирит, галенит, блёклые руды, сульфосоли. Из других рудных минералов присутствуют золото, шеелит, теллуриды, селениды, киноварь.

Среди нерудных минералов отмечаются кварц, кальцит, анкерит, серицит, флюорит и барит. Главную ценность руд представляют золото и серебро в отношениях 1/3 до 1/5 с абсолютным содержанием 6,1 и 18,4 г/т, соответственно. Тонкое свободное золото преимущественно низкой пробы – 550-950‰, в ассоциациях с сульфидами, теллуридами, селенидами серебра, сурьмы и ртути свидетельствует о многостадийности рудообразующих процессов (Степанов и др., 2008).

На Бамском месторождении выявлено 14 рудных тел, их промышленные контуры определены по данным опробования и нередко совпадают с кварцевыми и кварц-карбонатными жилами; но чаще рудными телами являются линейно вытянутые минерализованные зоны трещинноватости, дробления, брекчирования гранитов, гнейсо-гранитов, мигматитов, гнейсов. Последние интенсивно изменены, содержат многочисленные различно ориентированные маломощные и непротяжённые прожилки кварцевого и карбонатно-кварцевого состава. Геохимические ореолы чередуются с разреженными и сопровождаются ореолами гидротермально-изменённых пород, относящихся преимущественно к березитовой формации. Мощность ореолов рассеивания одиночных жил не превышает нескольких метров, а для нескольких соседствующих составляет около десятка метров. Средний химический состав руд месторождения (%): SiO_2 – 73,05; TiO_2 – 0,13; Al_2O_3 – 7,60; Fe_2O_3 – 3,01; FeO – 0,66; MnO – 0,18; MgO – 4,13; CaO – 3,25; Na_2O – 0,77; K_2O – 2,76; P_2O_5 – 0,06; CO_2 – 2,41; $C_{орг.}$ <0,1; $S_{общ.}$ – 1,20; $\sum$ – 99,21 (Степанов и др., 1998; Эйриш, 2002).

Близость вулканического тепла проявилась в вертикальной и горизонтальной зональности БМ на месторождении: в вертикальной зональности с глубиной возрастает количество золота и уменьшается количество серебра, а в горизонтальной зональности высокотемпературная ассоциация Au-Mo-W сменяется на Au-полиметаллическую, а затем низкотемпературную Au-Ag-Sb-Bi. Также, вулканическое тепло содействовало переносу рудоносного флюида в приповерхностную зону, дроблению потока на различные части и дальнейшим отложениям и переотложениям рудного вещества в соответствии с окислительно-восстановительными потенциалами БМ в определённых кислотно-основных параметрах вмещающей среды (Радомский, Радомская, 2010; Радомский, Радомская, 2013; Радомский, Радомская, 2015). Реперными точками для ранних стадий являются корреляции Au-Bi, а для поздних стадий Ag-Sb, и на Бамском месторождении они значительно перемешаны. Поэтому соответствующие геохимические ряды ореолов рассеивания как БМ, так и не благородных металлов для всех биогеохимических компонентов различны, и большинство корреляционных связей варьирует около значений, описывающих средние диапазоны подобных вариаций от одного рудного столба к другому, видоизменяясь и далее по всему Бамскому месторождению и его рудному полю (Рис. 1). Разброс содержаний золота и серебра в рудных столбах

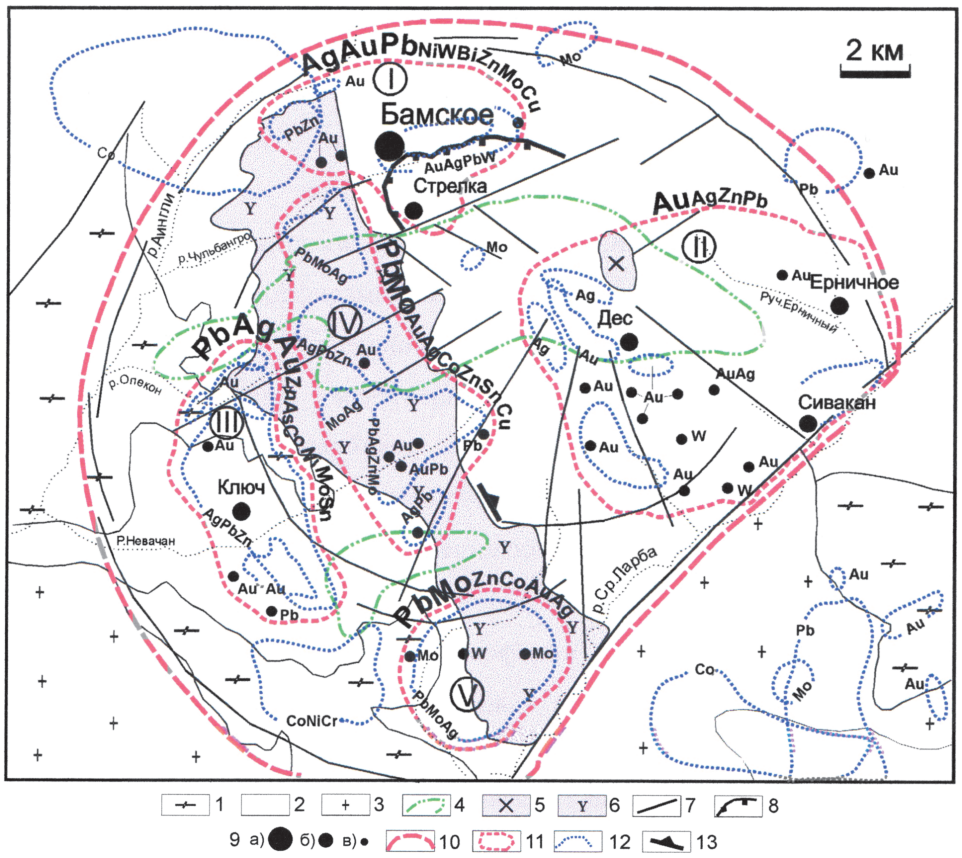


Рис. 1. Аномальные геохимические поля Бамского рудного узла по А.А. Данилову (Данилов, 1998). 1 – гнейсы и кристаллосланцы архея; 2 – гранитоиды раннепротерозойского чубачинского комплекса; 3 – гранитоиды тындинско-бакаранского комплекса позднеюрского-раннемелового возраста; 4-6 – раннемеловые интрузивные образования: 4 – ареалы развития даек среднего состава, 5 – интрузия кварцевых монцодиоритов, 6 – Невачанская интрузия кварцевых сиенитов и кварцевых сиенит-порфиров; 7 – разломы; 8 – Бамский рудоконтролирующий сброс; 9 – месторождения (а), проявления (б), пункты минерализации (в); 10 – граница рудного узла; 11 – границы аномальных геохимических полей и их геохимическая специализация (I – Бамское, II – Десовское, III – Ключевское, IV – Центрально-Невачанское, V – Южно-Невачанское; 12 – ареалы распространения аномальных потоков рассеяния элементов; 13 – элементы залегания кровли Невачанской интрузии.

сверхнормативный и крайне неравномерный. Порядка 11-13% руды относятся к «золотой головке» и имеют концентрации золота 13-15 г/т, тогда как оставшееся большинство – порядка 87% – имеет концентрации золота в руде 1-5 г/т. Бортовые концентрации золота и серебра для рудных тел месторождения приняты 1 г/т. По гравитационно-флотационной схеме извлекается из первичных руд 95,3% золота и 87,8% серебра, а из окисленных руд – 88,6% и 68,8%, соответственно (Моисеенко, Эйриш, 1996). Характерный элемент рудных столбов Sb, а характерной особенностью, отличающей его от большинства месторождений Приамурья, является низкое содержание As в рудах – до 100 г/т, что снимает целый ряд экологических ограничений и требований, накладываемых на горнодобывающие предприятия проводящие разработку и добычу БМ (Радомская и др., 2015).

Выводы

Массовая доля платины на Бамском месторождении является сопутствующей для золотосеребряной и не достигает рудных значений концентраций, необходимых для промышленной переработки.

Особенностями Бамского месторождения являются наложения высокотемпературных и низкотемпературных стадий минерализации в рамках рудных столбов, что приводит к усреднению общих геохимических закономерностей и нивелированию характерных локальных отличий.

Литература

Данилов А.А. (1998). Геохимическая характеристика и зональность золотого оруденения Бамского месторождения Приамурья. *Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук*. Благовещенск.

Колпакова Н.А. (2014). Определение платиновых металлов в минеральном сырье методом инверсионной вольтамперометрии (обзор). *Заводская лаборатория. Диагностика материалов*, 80(9), с. 5-13.

Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. (1996). Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 352 с.

Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Эйриш А.В., Мельников А.В. (2004). Платиноносность Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 176 с.

Радомская В.И, Радомский С.М., Пискунов Ю.Г., Куимова Н.Г. (2005). Биогеохимия благородных металлов в водотоках бассейна реки Амур. *Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология*, 4, с. 317-322.

Радомская В.И., Радомский С.М., Павлова Л.М., Кулик Е.Н. (2015). Биогеохимический отклик ландшафта на воздействие открытого способа разработки на примере Албынского золоторудного месторождения Приамурья. *Экологическая химия*, 24(4), с. 207-218.

Радомский С.М., Радомская В.И., Моисеенко Н.В., Моисеенко В.Г. (2008). Благородные металлы в ландшафтах Амуро-Зейской равнины Приамурья. *Доклады Академии наук*, 422(5), с. 665-667. https://doi.org/10.1134/S1028334X0808014X

Радомский С.М., Радомская В.И. (2010). Равновесные параметры процесса окисления благородных металлов. *Естественные и технические науки*, 49(4), с. 166-170.

Радомский С.М., Радомская В.И. (2013). Соотношение ионных и металлических форм благородных металлов на золотосеребряном месторождении Покровское (Верхнее Приамурье). *Горный информационно-аналитический бюллетень*, 1, с. 128-134.

Радомский С.М., Радомская В.И. (2015). Баланс форм благородных металлов на золоторудном месторождении Покровское (Верхнее Приамурье). *Георесурсы*, 63(4-1), с. 85-89. http://dx.doi.org/10.18599/grs.63.4.14

Радомский С.М., Радомская В.И. (2017). Платиновая минерализация на Маломырском золоторудном месторождении Приамурья. *Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых*, 40(4), с. 30-41. DOI: 10.21285/2541-9455-2017-40-4-30-41

Степанов В.А., Стриха В.Е., Черемисин А.А. и др. (1998). Бамское золоторудное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 209 с.

Степанов В.А. (2000). Геология золота, серебра и ртути. Ч. 2. Золото и ртуть Приамурской провинции. Владивосток: Дальнаука, 161 с.

Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С., Вьюнов Д.Л., Дементиенко А.А., Пересторонин А.Е. (2008). Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск.: АмГУ; НИГТЦ ДВО РАН, 232 с.

Эйриш Л.В. (2002). Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 194 с.

Wedepohl K.H. (1995). The composition of the continental crust. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 59(2), pp. 1217-1232. https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2

Сведения об авторах

Сергей Михайлович Радомский – канд. геол.-мин. наук, научный сотрудник Лаборатории рудогенеза, Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения РАН

Россия, 675000, Амурская обл., Благовещенск, Рёлочный пер., д. 1.

Тел: +7(4162)53-35-65, e-mail: rsm@ascnet.ru

Валентина Ивановна Радомская – канд. хим. наук, ведущий научный сотрудник Лаборатории биогеохимии, Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения РАН

Россия, 675000, Амурская обл., Благовещенск, Рёлочный пер., д. 1

Тел: +7(4162)53-16-57

E-mail: radomskaya@ascnet.ru

Статья поступила в редакцию 02.07.2018;
Принята к публикации 24.12.2018;
Опубликована 30.03.2019

IN ENGLISH

Platinum metals on the Bam gold ore deposit of the Upper Amur region

S.M. Radomskii, V.I. Radomskaya*

Institute of Geology and Nature Management of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russian Federation

**Corresponding author: Sergey M. Radomskii, e-mail: rsm@ascnet.ru*

Abstract. The problems of complex extraction of noble metals (Ru, Rh, Pd, Ag, Os, Ir, Pt, Au) during the development of gold-silver deposits have recently acquired increasing practical importance and relevance, due to the clear tendency to exhaust the base of available ores, their concentration of useful components and deterioration of mining processing conditions. The aim of the work was an additional study of platinum mineralization in ore objects at the large Bam gold ore deposit of the Upper Amur region and obtaining estimates of noble metal contents by atomic absorption, electrochemistry and chemical analyzes. It is shown that industrial concentrations for mining are gold and silver, and platinum metals are present at concomitant concentrations and do not reach the values required for cost-effective industrial processing. The revealed peculiarities of the Bam deposit are superposition of high-temperature and low-temperature stages of mineralization of precious metals within the ore columns, which leads to averaging of general geochemical regularities and leveling of characteristic local differences. It is noted that platinum mineralization increases with depth and proximity to the source of volcanic heat, just like the relative sample of gold.

Keywords: geochemistry, noble metals, distribution, Bam gold ore deposit

Recommended citation: Radomskii S.M., Radomskaya V.I. (2019). Platinum metals on the Bam gold-ore deposit of the Upper Amur region. *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 26-30. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.26-30

References

Danilov A.A. (1998). Geochemical characteristics and zonality of gold mineralization of the Bam field of Upper Amur region. *Avtoref. Diss. kand. geol.-min. nauk* [Abstract Cand. geol. and min. sci. diss.]. Blagoveshchensk.

Kolpakova N.A. (2014). Determination of platinum metals in mineral raw materials by the method of inversion voltammetry (review). *Zavodskaya laboratoriya. Diagnostika materialov,* 80(9), pp. 5-13. (In Russ.)

Moiseenko V.G., Eirish L.V. (1996). Zolotorydnye mestorozhdeniya vostoka Rossii [Gold-ore deposits of the Russian Far East]. Vladivostok, Dalnauka Publ., 352 p. (In Russ.)

Moiseenko V.G., Stepanov V.A., Eirish L.V., Melnikov A.V. (2004). Platinonostnost' Dal'nego Vostoka [Platinum Far East]. Vladivostok, Dalnauka Publ., 176 p. (In Russ.)

Radomskaya V.I., Radomskii S.M., Piskunov Yu.G., Kuimova N.G. (2005). Biogeochemistry of noble metals in water streams of the Amur River Basin. *Geoekologiya, inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya, geokriologiya = Environmental Geoscience*, 4, pp. 317-322. (In Russ.)

Radomskaya V.I., Radomskii S.M., Pavlova L.M. and Kulik E.N. (2015). Biogeochemical response of landscape on open pit mining impact evidence from Albynskoe gold field of Amur River Region. *Ekologicheskaya khimiya*, 24(4), pp. 207-218. (In Russ.)

Radomskii S.M., Radomskaya V.I., Moiseenko N.V., Moiseenko V.G. (2008). Noble metals in landscapes of the Amur-Zeya plain in Priamurye. *Doklady Earth Sciences*, 423(1), pp. 1250-1252. https://doi.org/10.1134/S1028334X0808014X (In Russ.)

Radomskii S.M., Radomskaya V.I. (2010). Equilibrium operation factors of noble metals in oxidated process. *Estestvennye i tekhnicheskie nauki*, 49(4), pp. 166-170. (In Russ.)

Radomskii S.M., Radomskaya V.I. (2013). The ratio of ion and metal forms of noble metals at gold-silver layer Pokrovskoe (Upper Amur region). *Gornyj informatsionno-analiticheskiy bulleten' = Mining informational and analytical bulletin*, 1, pp. 128-134. (In Russ.)

Radomskii S.M., Radomskaya V.I. (2015). Balance of noble metals' forms in gold layer Pokrovskoe (Upper Amur region). *Georesursy = Georesources,* 63(4-1), pp. 85-89. http://dx.doi.org/10.18599/grs.63.4.14 (In Russ.)

Radomskii S.M., Radomskaya V.I. (2017). Platinum mineralization on Malomyr gold-ore deposit of Amur Region. *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya sektsii nauk o Zemle RAEN. Geologiya razvedka i razrabotka mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh,* 40(4), pp. 30-41. DOI: 10.21285/2541-9455-2017-40-4-30-41 (In Russ.)

Stepanov V.A., Strikha V.Ye., Cheremisin A.A., et al. (1998). The Bam gold-ore deposit (geology, mineralogy and geochemistry). Vladivostok, Dalnauka Publ., 209 p. (In Russ.)

Stepanov V.A. (2000). Geologiya zolota, serebra i rtyti. Ch. 2. Zoloto i rtyt' Priamyrskoy provintsii [Geology of Gold, Silver and Mercury. Part 2. Gold and Mercury of the Priamurye Province]. Vladivostok, Dalnauka Publ., 161 p. (In Russ.)

Stepanov V.A., Melnikov A.V., Vakh A.S., et al. (2008). Priamurskaya zolotorudnaya provintsiya [Priamurian gold province]. Blagoveschensk, Izd. Amur State University Publ., 232 p. (In Russ.)

Eirish L.V. (2002). Metallogeniya zolota Priamur'ya (Amurskaya oblast', Rossiya) [Metallogeny of gold of Priamurye (Amur region, Russia)]. Vladivostok, Dalnauka Publ., 194 p. (In Russ.)

Wedepohl K.H. (1995). The composition of the continental crust. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 59(2), pp. 1217-1232. https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2

About the Authors

Sergey M. Radomskii – PhD (Geology and Mineralogy), Researcher, Institute of Geology and Nature Management of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

1, Relochny Lane, Blagoveshchensk, Amur region, 675000, Russian Federation

Tel: +7(4162)533565, e-mail: rsm@ascnet.ru

Valentina I. Radomskaya – PhD (Chemistry), Leading Researcher, Institute of Geology and Nature Management of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

1, Relochny Lane, Blagoveshchensk, Amur region, 675000, Russian Federation

Tel: +7(4162)531657, e-mail: radomskaya@ascnet.ru

Manuscript received 2 June 2018;
Accepted 24 December 2018;
Published 30 March 2019

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ
DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46
УДК 552.321.6+553.46

Твёрдофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал)

Д.Е. Савельев[1], В.Б. Федосеев[2]*
[1]*Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, Уфа, Россия*
[2]*Институт металлорганической химии им. Г.А. Разуваева РАН, Нижний Новгород, Россия*

На примере массивов Крака рассмотрены основные закономерности строения хромитоносных зон ультрамафитов офиолитовой ассоциации. На всех изученных хромитоносных участках оливин демонстрирует сильную предпочтительную кристаллографическую ориентировку, свидетельствующую о том, что пластическое течение являлось одним из главных факторов петрогенеза и рудообразования. Проведён критический обзор существующих представлений о происхождении офиолитовых хромититов. Показано, что для моделей, предполагающих реакционное и магматическое образование дунитов и хромититов, характерно наличие ряда трудностей. В частности, применение к мантийным ультрамафитам моделей “смешения магм” для формирования хромовых руд сталкивается с проблемой “свободного пространства”, необходимого для осаждения больших объемов руд, но которое отсутствует в весьма низко-пористой кристаллической верхней мантии. В модели взаимодействия «расплав-мантия» трудно объяснить часто наблюдаемые резкие контакты дунитов и гарцбургитов, а также увеличение содержания ортопироксена в приконтактовых частях гарцбургитов, что очень часто наблюдается в офиолитовых массивах. Кроме того, в этой модели отсутствует механизм образования хромититов как геологических тел. Нами показано, что основной тенденцией изменения состава и структуры мантийного разреза офиолитов является стратификация, сопровождающаяся обособлением реологически наиболее “слабых” агрегатов поликристаллического оливина (дунитов), которые являются вмещающими породами для хромовых руд. Стратификация мантийного вещества происходила при твердофазном перераспределении минералов в породах, представляющих собой дисперсионную систему. В работе обоснована термодинамическая модель, демонстрирующая возможность возникновения в условиях верхней мантии твердофазных потоков и позволяющая устранить часть трудностей и противоречий, характерных для магматической и реакционно-магматической гипотез.

Ключевые слова: ультрамафиты, оливин, хромитит, пластическое течение, стратификация, реоморфическая сегрегация

Для цитирования: Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. (2019). Твёрдофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал). *Георесурсы*, 21(1), с. 31-46. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46

Введение

Происхождение ультраосновных пород офиолитовых комплексов и связанных с ними месторождений хрома на протяжении долгих лет является дискуссионным. В первой половине XX столетия хромититы считались дифференциатами ультраосновной магмы (дунитовой или перидотитовой) (Логинов и др., 1940; Соколов, 1948; Кравченко, 1969; Павлов и др., 1979; Маракушев, 1988 и др.). Развитие метасоматической гипотезы, рассматривающей дунит-гарцбургитовые комплексы с хромовым оруденением как продукт метасоматических преобразований перидотитового (энстатититового) субстрата (Бакиров, 1963; Москалева, 1974; Савельев, 1977 и др.), было вызвано, главным образом, невозможностью объяснить магматической дифференциацией факт «эпигенетичности» дунитов и хромититов по отношению к окружающим гарцбургитам. Большое значение роли флюидов в генезисе хромититов придавалось в работах А.Г. Бетехтина, Г.Г. Кравченко, А.С. Варлакова. В настоящее время, благодаря многочисленным находкам субмикронных включений «флюидосодержащих» фаз в хромититах, данные представления находят все больше сторонников (Чащухин и др., 2007; Пушкарев и др., 2007; 2015).

В 1960-70-е гг. офиолитовые ассоциации, в состав которых входят ультрамафиты, стали сопоставлять с реликтами палеоокеанической коры и верхней мантии (Пейве, 1969); установлено повсеместное распространение в ультрамафитах офиолитов и океанического дна деформационных структур, что позволило рассматривать породы обеих ассоциаций в качестве «мантийных тектонитов» (Колман, 1979) и констатировать их значительное сходство между собой. В дальнейшем все больше исследователей стало рассматривать хромовое оруденение в офиолитах как результат деплетирования первично однородного неистощенного мантийного субстрата, близкого по составу к лерцолиту (Савельева, 1987; Савельева, Савельев, 1991; Перевозчиков, 1995).

* *Ответственный автор: Дмитрий Евгеньевич Савельев*
E-mail: savl71@mail.ru

© 2019 Коллектив авторов

Детальные исследования структурных особенностей ультрамафитов хромитоносных зон были проведены на массивах Урала (Гончаренко, 1989; Денисова, 1989; 1990, Савельева, Савельев, 1991; Щербаков, 1990). На основе крупномасштабного геологического картирования, петроструктурного анализа, обобщения данных, полученных в результате большого объема буровых и горных работ, к началу 1990-х гг. в большей части публикаций делался вывод о ведущей роли пластического течения в генезисе ультрамафитов и хромитового оруденения, но так и не была сформулирована модель, связывающая пластическое течение и процессы дифференциации вещества в верхней мантии.

С начала 1990-х гг. по настоящее время основной гипотезой, претендующей на объяснение генезиса мантийных дунитов и хромититов, становится модель «реакционного порового течения расплава сквозь мантийные перидотиты» (“reactive porous flow”, “melt-rock interaction”), впервые сформулированная в работах П. Келемена (Kelemen et al., 1992; 1995) и поддержанная различными исследователями (Gonzalez-Jimenez et al., 2014; Miura et al., 2012; Zhou, 1994; Zhou et al., 1996 и др.). Следует отметить, что несмотря на иную терминологию, эта идея очень близка к упомянутой выше метасоматической гипотезе, широко распространенной в работах ряда советских геологов (Москалева, 1974; Варлаков, 1978 и др.). Однако в реакционно-магматической модели отсутствует механизм образования хромититов как геологических тел. Даже если предположить, что хромит кристаллизуется в дуните при “расторжении” пироксенов, остается непонятным, какие факторы заставляют его формировать отдельные тела с различающейся концентрацией – от редковкрапленных до массивных руд. Кроме того, в рамках реакционной гипотезы трудно объяснить часто наблюдаемые резкие контакты дунитов и гарцбургитов, а также увеличение содержания ортопироксена в приконтактовых частях гарцбургитов, что очень часто наблюдается в офиолитовых массивах.

Нами в ряде публикаций обоснована реоморфическая модель формирования рудных концентраций хромшпинелидов в мантийных ультрамафитах (Савельев, 2013; Савельев и др., 2008; и др.) и начата разработка физической модели реоморфической дифференциации (Савельев, Федосеев, 2011; 2014), как логическое продолжение исследований, установивших тектоническую природу мантийного разреза офиолитовых комплексов. В настоящей работе представлены результаты термодинамического моделирования твердофазной сегрегации хромита в восходящих пластических потоках ультрамафитов.

Фактический материал

В качестве объекта изучения выбраны массивы Крака, расположенные в пределах Зилаирской мегазоны западного склона Южного Урала (Рис. 1). Ультрамафиты занимают площадь около 900 км^2 и образуют четыре крупных тела овальной, либо изометричной в плане формы. В строении массивов преобладают в различной степени серпентинизированные шпинелевые перидотиты с подчиненным значением шпинель-плагиоклазовых разновидностей и редкими телами дунитов.

Главной особенностью перидотитов является почти повсеместное распространение первичной полосчатости,

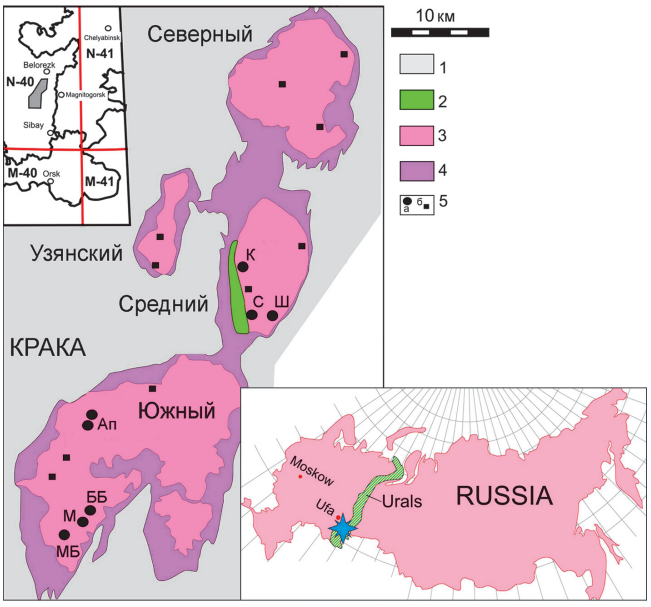


Рис. 1. Обзорная карта массивов Крака. 1 – вмещающие палеозойские осадочные породы Зилаирской мегазоны, 2 – мафиты и ультрамафиты переходного мантийно-корового комплекса (габбро, верлиты, клинопироксениты), 3 – преимущественно шпинелевые перидотиты с подчиненными дунитами, 4 – серпентиниты меланжа, 5 – месторождения и рудопроявления хрома, буквами обозначены наиболее значимые из них: К – Ключевское, С – Саксейское, Ш – Шатранское, Ап – объекты Апшакской площади, ББ – Большой Башарт, М – им.Менжинского, МБ – Малый Башарт.

которая выражена в частом чередовании полос с различными количественными соотношениями породообразующих минералов – оливина, ортопироксена, клинопироксена и хромшпинелида. Мощность полос варьирует от десятых долей сантиметра до первых десятков метров. Почти всегда полосчатость сопровождается минеральной сланцеватостью и линейностью (Рис. 2а, б).

Макроскопически минеральная сланцеватость выражена в закономерном расположении таблитчатых кристаллов пироксенов, при изучении пород под микроскопом аналогичная ориентировка даже в большей степени фиксируется для оливина. Минеральная линейность – вытянутость отдельных кристаллов в одном направлении – характерна также для зерен оливина. В то же время, хромшпинелиды и пироксены чаще всего показывают агрегатную линейность, которая выражается в группировании зерен данных минералов в цепочки, ориентированные в направлении течения.

Внутренняя структура массивов Крака ранее изучалась Е.А. Денисовой и Г.Н. Савельевой (Денисова, 1989; 1990; Савельева, 1987 и др.). Проведенный данными авторами геометрический анализ плоскостных и линейных структур массивов с привлечением результатов петроструктурных исследований позволил установить повсеместное распространение деформационных структур, свидетельствующих о формировании массива в результате преимущественно послойного пластического течения, сопровождавшегося складкообразованием (Денисова, 1990). Мантийное происхождение дунит-перидотитовой полосчатости, минеральной сланцеватости и линейности доказывалось тем, что элементы структуры образованы первичными минералами без участия водных силикатов.

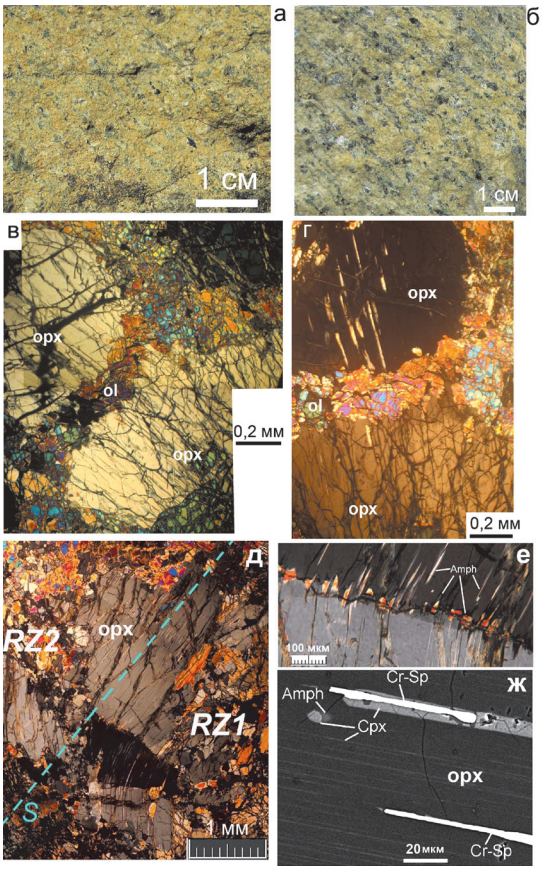


Рис. 2. Типичные текстуры ультрамафитов с хорошо выраженной минеральной сланцеватостью и полосчатостью: а, б – фото перидотитов в обнажении, структура подчеркивается струйчатым распределением пироксенов и хромшпинелидов; в, г – структурные взаимоотношения между оливином (ol) и ортопироксеном (opx), д, е – изогнутый кристалл ортопироксена, пластическая деформация которого вызывает образование выделений богатого хромом паргасита (amph) в плоскости (100) и на линии изгиба, по периферии крупного кристалла формируются зоны рекристаллизации (RZ1 и RZ2) с мелкими равноосными необластами пироксенов, оливина и хромшпинелида; S – след плоскости минеральной уплощенности перидотита, ж – образование ламелей диопсида (cpx), хромшпинелида (Cr-Sp) и богатого хромом паргасита (amph) в деформированном кристалле ортопироксена.

Микроструктурные особенности ультрамафитов указывают на различный характер пластической деформации главных породообразующих минералов – оливина и ортопироксена (Рис. 2в, г). Кристаллы оливина испытывают значительное удлинение, при этом происходит фрагментация с образованием развитой субструктуры с преобладанием малоугловых границ. Эти особенности указывают на пластический характер поведения минерала при деформации. Для ортопироксена, напротив, более характерно "квазихрупкое" поведение, которое выражается в разрыве зерен, образовании многочисленных необласт с высокоугловыми границами, формировании ламеллярной структуры, обусловленной наличием дефектов упаковки и фазовыми переходами. Данные наблюдения позволяют предположить, что обособление дунитов (мономинеральных оливиновых слоев) в ходе пластического течения мантийных перидотитов могло происходить за счет более высокой мобильности (скорости пластического течения) агрегатов оливина.

В пределах массивов известны многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления хрома, которые приурочены к плоским (табулярным) дунитовым телам среди гарцбургитов, либо к обширным участкам краевых дунитов на границе мантийного и корового разреза офиолитов. Все разнообразие рудных концентраций хромититов на массивах Крака хорошо укладывается в известные структурно-морфологические классификации месторождений хрома в офиолитах (Cassard et al., 1981; Hock et al., 1986). Кроме того, по степени концентрации оруденения может быть выстроен непрерывный ряд постепенного увеличения содержания в руде хромшпинелида и масштаба оруденения – от тонких прерывистых сегрегаций зерен хромшпинелидов в тонких дунитовых прослоях через "конкордантные" месторождения вкрапленных руд к типично подиформным телам массивного строения.

Рассмотрим геологическое строение трех месторождений (Саксей, Малый и Большой Башарт) (Рис. 1), которые отличаются масштабами и концентрацией оруденения. Саксей-Ключевская площадь расположена в юго-западной части массива Средний Крака и включает в себя несколько хромитоносных дунитовых зон, параллельных мантийно-коровой границе (палео-Мохо). Переходы между рудовмещающими дунитами и перидотитами постепенные. Отмечаются переходные разновидности пород с небольшим количеством зерен пироксенов. В пределах площади известно два рудопроявления бедновкрапленных руд (Саксейское, Ключевское) и Шатранское месторождение (Шумихин, 1979; Савельев, Сначев, 2012).

На ***Саксейском*** участке оруденение представлено несколькими (от двух до пяти) прерывистыми параллельными телами вкрапленных хромититов таблитчатой формы внутри мощного дунитового слоя на границе мантийного и корового разреза (Рис. 3). Размеры рудных жил варьируют: длина – от первых десятков метров до 100 м, ширина – от первых метров до первых десятков метров, мощность – от нескольких сантиметров до 2 м. Тела хромититов имеют субмеридиональное простирание (от ССЗ 330º до ССВ 10º) и почти вертикальное падение, наиболее распространены полосчатые густо- и средневкрапленные руды мелкозернистой структуры. В хромититах также отмечается петельчатая текстура, обычно развивающаяся на фоне ленточной. Она выражена в обтекании агрегатами хромшпинелидов оливиновых скоплений эллипсоидальной формы длиной до 2,5 см. Длинные оси оливиновых агрегатов как правило ориентированы согласно с лентами хромитита; для них характерна уплощенная форма с отношением длины к ширине от 2 до 5.

В дунитах и хромититах встречаются жилы клинопироксенитов, пересекающие рудную полосчатость под острым углом (от 10 до 30º). Эти жилы могут быть одиночными или образуют сеть. Хромититовые полосы часто смяты в пологие складки, местами отмечаются раздувы или нодули, образующие различные углы по отношению к направлению полосчатости. Отмечаются дунитовые прожилки, пересекающие рудные полосы также под разными углами. Подобные прожилки на других офиолитовых массивах ранее были описаны как "интрарудные дуниты" (Thayer, 1964; Кравченко, 1969 и др.).

Микроструктура околорудных дунитов была сформирована в результате пластического течения мантийного

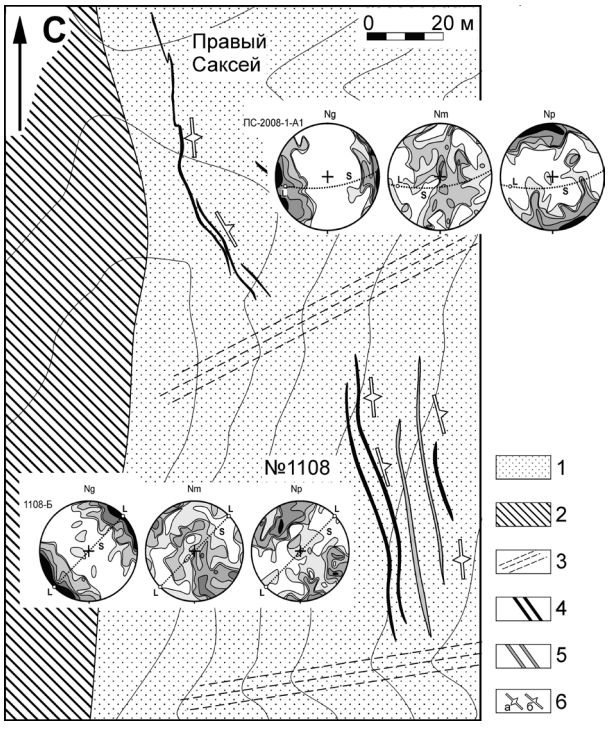


Рис. 3. Геологическое строение района месторождения Правый Саксей. По П.Г. Фарафонтьеву (1937 г.) и данным работ (Савельев, 2013; Савельев и др., 2008). 1 – дуниты, 2 – клинопироксениты и верлиты, 3 – зоны дробления, преимущественно сложенные хризотиловыми серпентинитами, 4-5 – хромититы, 4 – 20-40% Cr_2O_3, 5 – 5-20% Cr_2O_3, 6 – залегание первичной полосчатости. На врезках – петроструктурные узоры оливина из дунитов, проекция на верхнюю полусферу сетки Вульфа, изолинии проведены: 1108 и ПС-2008-1-А1 – 1-2-3-5-8% (по 100 зерен); ПС-2008А – 1,5-3-5-7% (60 зерен); S – полосчатость и минеральная уплощенность оливина, L – минеральная линейность.

вещества. В дунитах, вмещающих вкрапленное оруденение Саксейского участка, повсеместно фиксируются петроструктурные узоры, сформированные при ведущей роли внутризернового скольжения оливина по системе {0kl}[100] (Рис. 3); подчиненная роль принадлежала как синтектонической, так и посттектонической рекристаллизации (Савельев, 2013). Отмеченные выше особенности внутреннего строения Саксейского участка предполагают формирование оруденения в условиях неоднородного пластического течения рудоносной дунит-хромититовой ассоциации.

Наиболее крупный из массивов Крака – Южный – больше всего насыщен небольшими хромитопроявлениями, локализованными в узких телах дунитов среди шпинелевых перидотитов. Протяженность хромитоносных тел дунитов варьирует от первых десятков метров до километра (месторождение им.Менжинского), а мощность – от первых метров до 50 м.

На ***Мало-Башартовском*** участке оруденение прослежено на расстоянии 500 м при ширине выхода дунитов от 10 до 50 м (Рис. 4). Оно представлено серией параллельных прерывистых жил вкрапленных хромититов, образующих рудную зону, залегающую согласно контактам тела вмещающих дунитов и пироксеновой полосчатости в окружающих перидотитах. В северо-западной части простирание плоскостных структурных элементов широтное, в этой части в дунитах присутствуют многочисленные уплощенные включения гарцбургитов; южнее простирание сменяется на северо-западное. На месторождении развиты тела хромититов мощностью от 0,1 до 0,4 м, в строении их преобладают густовкрапленные разновидности с содержанием Cr_2O_3 – 30-40%. В отдельных случаях встречаются зоны с бедной вкрапленностью мощностью

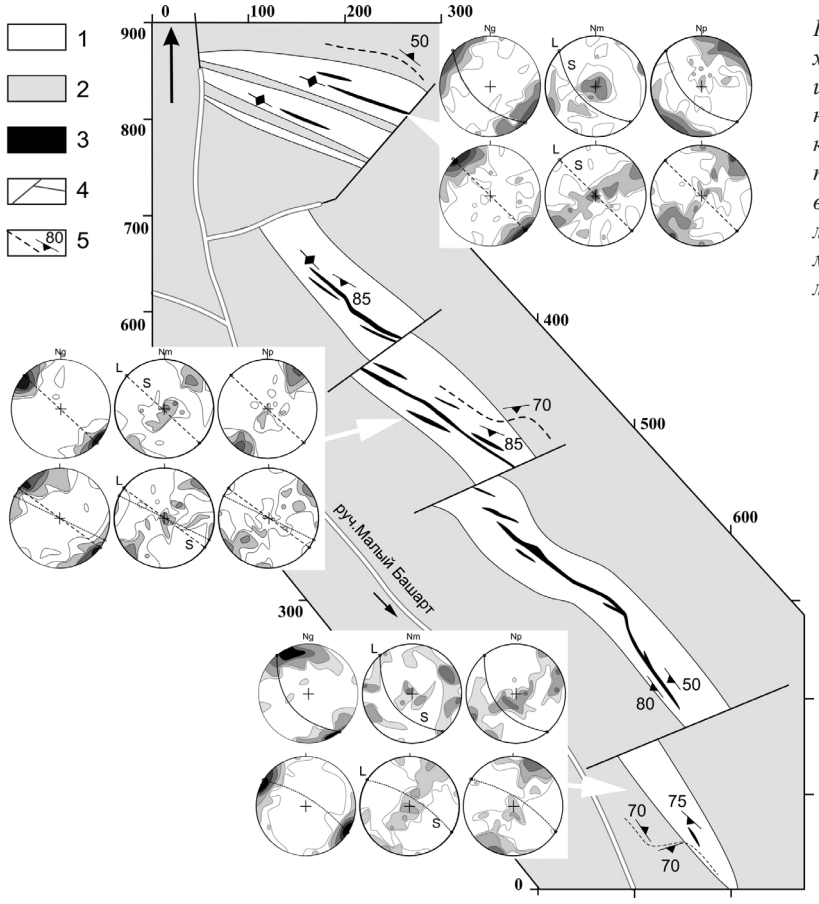


Рис. 4. Геологическое строение Мало-Башартовской хромитоносной зоны. 1 – дуниты, 2 – перидотиты шпинелевые, 3 – хромититы, 4 – разрывные нарушения, 5 – залегание первичной полосчатости. На врезках – петроструктурные узоры оливина из дунитов, проекция на верхнюю полусферу сетки Вульфа, во всех образцах исследовано от 100 до 110 зерен, изолинии проведены через 1-2-4-8%; S – полосчатость и минеральная уплощенность оливина, L – минеральная линейность.

до 1,5 м. Ранее отработаны наиболее богатые части рудных тел (участки IV и V), где мощность густовкрапленных и массивных хромититов достигала 1 м. Хромититовые тела имеют субвертикальное падение на северо-западном фланге (участок III), в центре они имеют простирание СЗ 290-300º и крутое падение на юго-запад (участки IV и V).

В строении жил преобладает полосчатая средневкрапленная текстура с постепенным переходом как в густовкрапленные и массивные хромититы, так и в более бедновкрапленные разности. Структура руд разнозернистая с преобладанием зерен размером 1-3 мм в поперечном сечении. Структурные исследования дунитов и перидотитов данного участка показали, что оливин во всех изученных образцах обладает хорошо развитыми предпочтительными ориентировками осей оптической индикатрисы. Это указывает на типично тектонитовое происхождение как перидотитов обрамления, так и хромитоносных дунитов. Пластическая деформация оливина осуществлялась в режиме высокотемпературной ползучести путем внутризернового скольжения. Основными системами скольжения оливина в породах являются {0kl}[100] в дунитах и (010)[100] в перидотитах (Рис. 4). В некоторых случаях зафиксированы переходные между данными системами скольжения петроструктурные узоры.

Месторождение ***Большой Башарт*** сложено параллельными жилами хромититов мощностью от 0,5 м до 2,5 м внутри тела серпентинизированного дунита мощностью около 20 м (Рис. 5). Дунит окружен массивным перидотитом с высокой концентрацией энстатита (25-30%). Залегание рудной хромитит-дунитовой зоны почти горизонтальное с преобладающим северным падением под углом 10-15º. На месторождении преимущественным распространением пользуются массивные и густовкрапленные хромититы, часто обнаруживающие признаки тектонического течения, которое фиксируется текстурами “пулл-апарт”, складчатостью, будинажем дунита в хромитите и хромитита в дуните, а также структурами типа “снежного кома” в агрегатах зерен хромита.

В перидотитах надрудной толщи Большого Башарта петроструктурный узор оливина интерпретируется как сформированный в условиях трансляционного скольжения по системе (010)[100], а в околорудных дунитах пластическое течение осуществлялось при трансляционном скольжении по системе {0kl}[100] (Рис. 5). Это означает, что весь хромитоносный разрез был образован в условиях высокотемпературного пластического течения посредством дислокационного крипа, причем скорость деформации являлась более высокой в дунитах (Савельев, 2013).

Минералого-геохимическая характеристика хромитоносных ультрамафитов

Химический состав минералов из ультрамафитов и хромититов массивов Крака достаточно детально рассмотрен в работах (Савельев, 2012; Савельев и др., 2008 и др.), и поэтому ниже дается лишь краткое изложение основных минералого-геохимических особенностей.

Состав оливина в перидотитах Крака изменяется в пределах от Fa = 10-12 в лерцолитах и гарцбургитах до Fa = 6-10 в околорудных дунитах. Ультрамафиты демонстрируют широкий диапазон вариаций отношения Cr/Al в составе шпинелида. Показатель Cr# = Cr/(Cr+Al) изменяется в интервале 0,1-0,5 в лерцолитах до 0,6-0,8 в дунитах (Рис. 6). Величина Mg# = Mg/(Mg+Fe) достигает максимальных значений в перидотитах (0,6-0,9) и снижается к дунитам и хромититам, варьируя в пределах 0,4-0,7. Содержание TiO_2 в акцессорных хромшпинелидах очень низкое (до 0,1 мас.%). В хромитах из дунитовых тел отмечается более высокое содержание титана (до 0,3 мас.% TiO_2).

На Саксейском участке состав хромшпинелидов в дунитах и хромититах довольно выдержанный. Величина Cr# составляет 0,7-0,85, а отношение Mg/(Mg+Fe) несколько ниже (0,5-0,6), чем в шпинелидах внутренних частей мантийного разреза. Хромистость шпинелидов из вмещающих перидотитов ниже (Cr# = 0,3-0,5).

Состав хромшпинелидов на Малом и Большом Башарте варьирует в значительном диапазоне (Рис. 6). В окружающих перидотитах акцессорные хромшпинелиды высокоглиноземистые (Cr#= 0,2-0,3) и лишь в одном образце гарцбургита вблизи дунитового тела отношение Cr/(Cr+Al) возрастает до 0,6. В дунитах и хромититах отмечается резкое повышение хромистости и Cr# составляет 0,7-0,85. Магнезиальность по разрезу рудных зон изменяется незначительно.

Таким образом, в масштабе рудных зон всегда имеет место разрыв в величине отношения Cr#=Cr/(Cr+Al) между перидотитами с одной стороны и хромититами и околорудными дунитами – с другой. Величина этого разрыва на диаграмме изменяется в зависимости от типа месторождения, увеличиваясь от табулярных тел, сложенных вкрапленными рудами, к типично подиформным массивным хромититам.

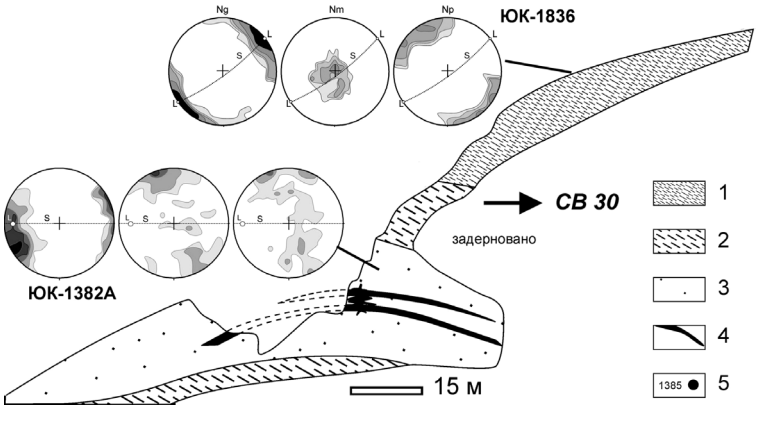


Рис. 5. Вертикальный поперечный разрез месторождения Большой Башарт. По данным работ (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Савельев, 2013) с дополнениями. 1 – перидотиты шпинель-плагиоклазовые, 2 – гарцбургиты, серпентинизированные на 80-100%, 3 – дуниты серпентинизированные, 4 – хромититы. На врезках – петроструктурные узоры оливина из дунитов и перидотитов, проекция на верхнюю полусферу сетки Вульфа, изолинии проведены: ЮК-1386 – 0,8-1,6-2,4-4-6,5% (80 зерен), ЮК-1382 – 2-4-6-8-12% (150 зерен); S – полосчатость и минеральная уплощенность оливина, L – минеральная линейность.

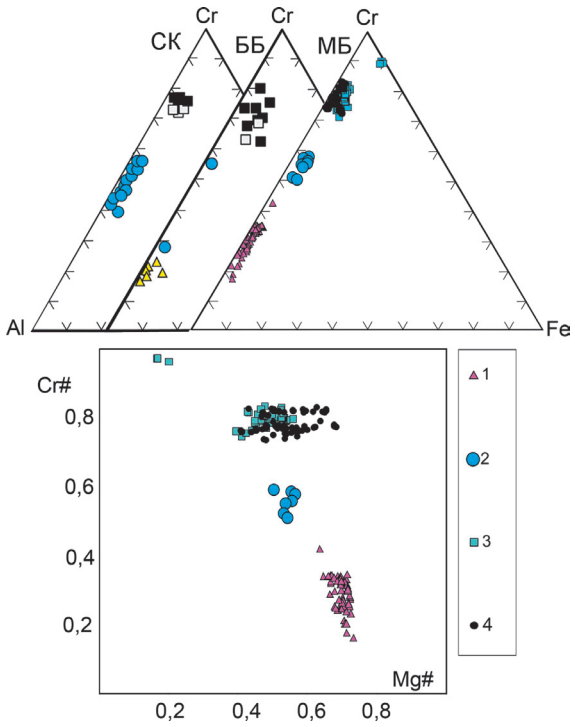


Рис. 6. Химический состав акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов массивов Крака. 1 – лерцолиты, 2 – гарцбургиты и дунит-гарцбургиты, 3 – дуниты, 4 – хромититы; СК – Саксейский участок, ББ – Большой Башарт, МБ – Малый Башарт.

Текстурные и структурные особенности вкрапленных хромититов в дунитах Крака позволяют сделать вывод об их тектоническом происхождении при ведущей роли высокотемпературного пластического течения (Рис. 7). Среди главных особенностей следует указать на симметричный характер зональности оруденения (перидотит-дунит-хромитит), прерывистый характер полосчатости, частое наличие мелких складок. Отмеченные признаки хорошо согласуются с предположением о формировании данного разреза в условиях воздействия гидродинамического поля.

Постоянная приуроченность хромититов к дунитам объясняется тем, что, во-первых, значительная часть хромшпинелидов образуется в дунитах механизмом

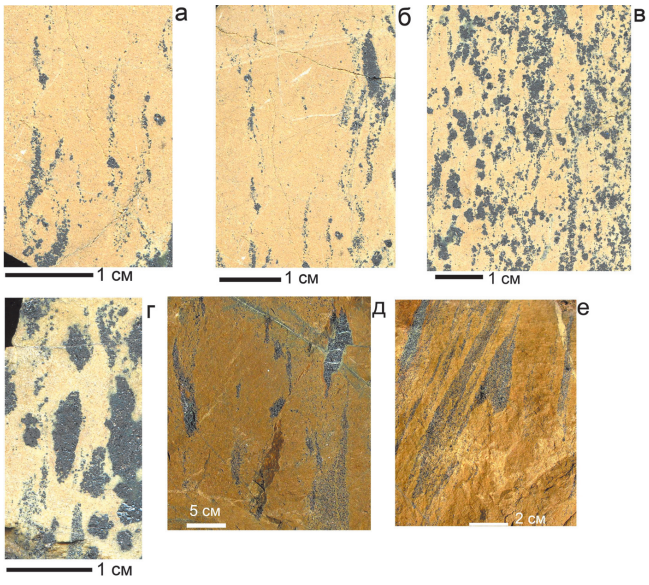


Рис. 7. Типичные текстуры вкрапленных хромититов Крака

сегрегации примесей (Савельев и др., 2016), а во-вторых, тем, что более высокая скорость пластического течения в дунитовых слоях могла способствовать более эффективному разделению частиц матрикса (оливина) и дисперсной фазы (хромита). Увеличение хромистости шпинелидов, от перидотитов к рудным телам, может быть связано с диффузионной подвижностью алюминия при деформации (Савельев, Блинов, 2015) и выносом его в составе легкоплавких фаз (амфибола) при частичном плавлении.

Образование новых кристаллов хромшпинелидов, вызванное пластической деформацией породообразующих силикатов

Пластическая деформация породообразующих силикатов сопровождается не только структурными, но также минералогическими и геохимическими изменениями. Наиболее существенным источником новых зерен хромшпинелидов в мантийных перидотитах может являться химический распад ромбического пироксена, вызванный пластической деформацией. В частности, в работах (Савельев и др., 2017; Савельев, Сергеев, 2018) описаны петрографические факты, свидетельствующие о фиксации в образцах перидотитов моментов изгиба крупных кристаллов энстатита и связанных с ним вещественных преобразований:

1) зафиксировано образование ламелей паргаситового состава во внутренних частях кристалла и более интенсивных выделений на линии изгиба, а также комплементарных включений высокомагнезиального оливина;

2) в наиболее напряженных участках кристалла формируются многочисленные необласты энстатита, обедненного примесями, форстерита, диопсида, паргасита и хромшпинелида; данные участки представляют собой зоны интенсивного проявления синтектонической рекристаллизации.

Сопоставление составов крупных деформированных кристаллов энстатита и необластов показало наличие систематических различий, заключающихся в уменьшении в новообразованных зернах концентраций примесей – алюминия и хрома. Такие зерна обычно находятся в ассоциации с мелкими новообразованными зёрнами хромшпинелидов, которые, вероятно, сформировались за счет высвобождения указанных элементов при деформации первичного пироксена.

Кроме того, во многих образцах нами были выявлены петрографические свидетельства протекания процессов образования и роста новых зерен хромшпинелидов в ходе пластической деформации кристаллов оливина и ромбического пироксена. Рис. 8 (а, б) демонстрирует образование стержнеобразных выделений шпинелида параллельно направлению трансляционного скольжения в оливине, под большими углами к полосам пластического излома, которые изгибаются вблизи выделений. На рис. 8 (в, г) показаны тонкие выделения хромшпинелидов внутри кристаллов оливина и ортопироксена, причем на рис. 8 (г) близко расположенные выделения значительно различаются по составу: более хромистое из них приурочено к ортопироксену ($CrSp_2$). На рис. 8 (д, е) приведен пример распада ортопироксена, вызванного пластической деформацией. За счет примесных компонентов, растворенных в первичном кристалле, на плоскостях скольжения

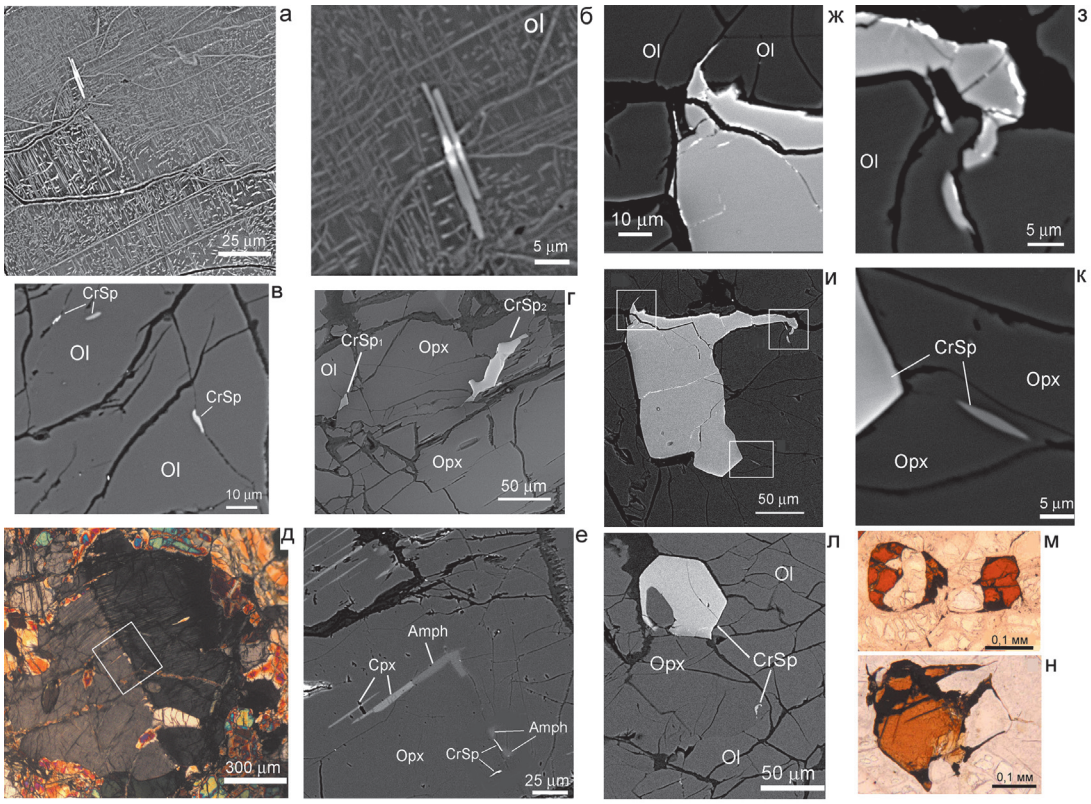


Рис. 8. Формирование новых зерен хромшпинелидов в пластически деформируемом силикатном матриксе: а, б – стержневидные выделения хромшпинелидов вдоль направления скольжения [100] в оливине, вблизи выделений фиксируется изгиб полос пластического излома (б – увеличенный фрагмент а), в – тонкие выделения хромшпинелидов внутри кристаллов пластически деформированного оливина, г – близко расположенные выделения хромшпинелидов в оливине (CrSp1) и ортопироксене (CrSp2), различающиеся по составу, д, е – распад энстатита, вызванный пластической деформацией, новообразованные диопсид, паргасит и хромшпинелид локализованы на плоскостях скольжения и полосе пластического излома внутри минерала-хозяина; ж-к – синдеформационная коалесценция сложного кристалла хромшпинелида с захватом силикатного матрикса (и – обзорный снимок, ж, з, к – детализации; к – ламель хромшпинелида в плоскости скольжения энстатита); л – коалесценция и сфероидизация кристалла хромшпинелида, сопровождающаяся захватом фрагмента энстатита; м, н – коалесценция и сфероидизация кристаллов хромшпинелида, сопровождающаяся захватом фрагмента оливина; а, б – BSE снимки полированных аншлифов, предварительно подвергнутых окислительному отжигу (выдержка в течение 1 часа при T=850°C); в, г, е-л – BSE снимки полированных шлифов и аншлифов, м, н – микрофотографии шлифов в проходящем плоско-поляризованном свете.

происходит образование ламелей диопсида, паргасита и хромшпинелида. На малоугловой границе, разделяющей разориентированные блоки энстатита, также происходит выделение паргасита и хромшпинелида.

На рис. 8 (ж-к) приведен пример растущего сложного кристалла хромшпинелида, захватывающего фрагменты соседних зерен оливина (ж, з), а энстатит (к) содержит ламели хромшпинелида в плоскости скольжения. Изображения на рис. 8 (л-н) демонстрируют завершающие стадии захвата включений силикатов растущими кристаллами хромшпинелидов. Приведенные примеры иллюстрируют последовательные стадии синдеформационного образования новых зерен хромшпинелидов, сопоставимые с хорошо известными в материаловедении стадиями сегрегации примесей, коалесценции и сфероидизации, движущей силой для которых является минимизация зернограничной свободной энергии.

Физическая модель сегрегации хромита в дунитовых телах

Стратификация многофазных и многокомпонентных течений наблюдается в дисперсных и коллоидных системах разного масштаба. Наблюдения свидетельствуют о существовании устойчивых распределений частиц в потоке и режимов многофазного течения (Нигматулин, 1987). На их характер влияет множество факторов, к которым относятся форма, скорость, сжимаемость, плотность частиц и среды, концентрация дисперсных частиц, влияние частиц соседей и др.

Полагая, что общие закономерности характерны и в случае твердофазных мантийных течений, было сделано предположение о роли стратификации при формировании месторождений хромовых руд в мантийных ультрамафитах. Было обнаружено качественное соответствие между результатами моделирования распределения компонентов и строением реальных систем – хромитоносных участков массивов Крака (Савельев, Федосеев, 2011; 2014).

Примененное в (Савельев, Федосеев, 2011, 2014) термодинамическое описание стратификации ламинарных потоков при перераспределении частиц дисперсной фазы в общем виде представлено в (Fedoseev, 2015; 2016). В этих работах воспроизведены основные закономерности поведения дисперсных систем и отдельных тел в потоке и наблюдаемые типы многофазных течений. Предложенный подход позволяет обобщить результаты численного моделирования и экспериментальных наблюдений для систем разного состава и масштаба.

В основу термодинамического подхода положена минимизация свободной энергии многокомпонентной системы, при которой учитывается кинетическая энергия компонентов потока. Рассматривается стационарный поток, в котором постоянны сечение, средняя скорость и эпюра скоростей. Система координат связана с неподвижной границей потока. Ось x направлена вдоль потока, ось z перпендикулярна стенкам.

Эпюра скоростей описывается выражением:

$$v(z) = az + bz^2, \quad (1)$$

где a и b – параметры. При $b = 0$ уравнение (1) описывает сдвиговое течение Куэтта со скоростью сдвига $a = dv/dz$. При $b \neq 0$ выражение (1) описывает течение Пуазейля. При ширине потока $H = -a/b$ течение симметрично относительно центра. Этот вариант течения Пуазейля рассматривается далее (Рис. 9).

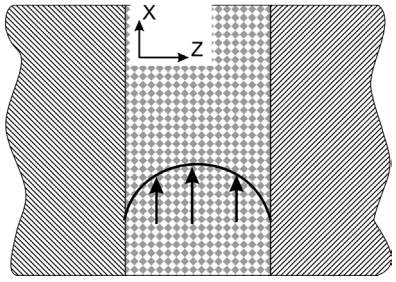


Рис. 9. Схема восходящего потока Пуазёйля между неподвижными блоками

Форма дисперсных частиц представлена кубиками с ребром L с основанием, параллельным стенкам потока. Более сложные формы рассмотрены в (Fedoseev, 2015). Частицы двигаются в ламинарном потоке параллельно стенкам. Скорости движения частиц $v_b(z_b)$ и среды $v(z_b)$ могут отличаться по величине:

$$v_b(z_b) = v(z_b) + \Delta v, \quad (2)$$

где Δv – скорость движения частицы относительно среды. В вертикальных потоках ее можно отождествить со скоростью седиментации, когда плотность частиц отлична от плотности среды.

Равновесное распределение дисперсных частиц по сечению потока в приближении разбавленной дисперсной системы имеет вид (Fedoseev, 2016):

$$n_b(z, z_0) = n_b(z_0)\exp\left\{-\frac{\rho_b V_b \Delta v_b^2(z, z_0)}{2kT}\left[1 - \frac{\rho_0}{\rho_b L_z}\int_{z-\frac{1}{2}L_z}^{z+\frac{1}{2}L_z}\frac{\Delta v^2(q, z_0)}{\Delta v_b^2(z, z_0)}dq\right]\right\}, \quad (3)$$

где индексы 0 и b соответствуют дисперсионной среде и дисперсной фазе, соответственно, V_b – объем частицы

Следует отметить основные ограничения и приближения, определяющие применимость выражения (3). Рассматриваются ламинарные течения свободнодисперсных разбавленных систем с малыми скоростями сдвига; дисперсные частицы имеют одинаковые размеры и форму; частицы несжимаемые и недеформируемые. Эти условия позволяют исключить из рассмотрения влияние сил трения и сил, зависящих от ускорения (Магнуса, Саффмана, Бассе-Буссинеска, Стокса) и пренебречь поправками, связанными с неоднородностью потока в окрестности частиц.

Моделировались восходящие потоки с шириной H (расстояние между неподвижными стенками) от 1 до 10 метров. Как отмечено в (Fedoseev, 2016) распределения (3) обладают свойствами автомодельности. Это проявляется в том, что практически одинаковые распределения получаются, если с увеличением скорости потока уменьшать размер частиц. Подобные распределения для частиц разного размера могут быть получены и при изменении ширины потока. Поведение мелких частиц в быстрых узких потоках подобно поведению крупных частиц в медленных широких потоках. Поэтому ниже приведены оценки только для H = 10 м.

Двухфазный поток образован средой поликристаллического оливина (дунита), в которой распределены кристаллы хромшпинелидов. Так как компоненты потока имеют разную плотность, то в вертикальном потоке скорость кристаллов хромшпинелидов, имеющих более высокую плотность, может отличаться от скорости потока за счет седиментации. Скорость седиментации зависит от размера частиц и вязкости дисперсионной среды. Учет седиментации меняет распределение дисперсной фазы в потоке. В идеальном случае скорость седиментации пропорциональна квадрату размера частицы. Поэтому для достаточно крупных кристаллов хромшпинелидов (1-5 мм) для моделирования восходящих потоков более интересны результаты, учитывающие “отставание” дисперсных частиц от среды.

На рис. 10 показано распределение частиц хромита в пластическом потоке шириной 10 м при скорости сдвига $a = 5 \cdot 10^{-8}$. Скорость седиментации обратно пропорциональна вязкости среды:

$$\eta \sim \frac{(\rho_b - \rho_0)L^3 g}{4\pi L \Delta v},$$

где g – ускорение свободного падения. По грубой оценке для частиц с $L = 5$ мм скорость седиментации ~40 см/год

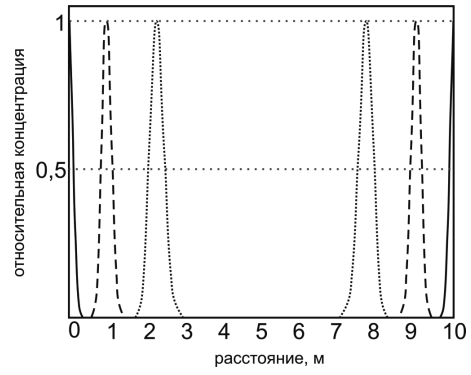


Рис. 10. Распределение в восходящем потоке дунита частиц хромита с L = 5 мм при скорости сдвига $a \approx 5 \cdot 10^{-8}$ c^{-1} и скорости седиментации Δv = 0, 40, 80 см/год – сплошная, штриховая и пунктирная линии, соответственно (вязкость среды ~10^8 Па·с)

может наблюдаться при вязкости среды ~10^9 Па·с. При той же вязкости скорость седиментации частиц миллиметрового размера должна быть меньше в ~25 раз, а скоростью седиментации более мелких частиц можно пренебречь.

Приведенные на рис. 10 распределения хромита в пластическом потоке характеризуются наличием отчетливых слоев, симметричных относительно центра потока. Распределения нормированы на максимальное значение. Для частиц крупного размера (5 мм) характерны более резкие максимумы и более заметное смещение к центру потока по мере увеличения скорости седиментации.

Когда скорость потока сопоставима со скоростью седиментации, могут возникнуть распределения иного типа (Рис. 11).

Для частиц со средним линейным размером 1 мм моделирование дает распределения хромита, описывающие более широкие слои симметричные относительно центра потока. Однако, для их образования необходимы более высокие скорости потока и седиментации (Рис. 12).

Для возникновения сегрегации мелких частиц (L=0,1 мм) необходимы еще более высокие скорости сдвига и седиментации (Рис. 13). Согласно модели, пристеночная сегрегация частиц хромита со средним линейным размером 0,1 мм наблюдается при скоростях сдвига ~10^{-6} c^{-1}. Чтобы максимумы распределения этих частиц были удалены от стенки, необходимы высокие скорости седиментации, которые вряд ли могут реализоваться в твердофазной среде.

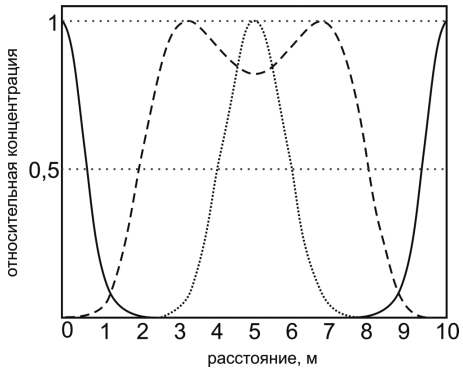


Рис. 11. Распределение в восходящем потоке дунита частиц хромита с L = 5 мм при скорости сдвига a ≈ 10^{-8} c^{-1} и скорости седиментации Δv = 0, 20, 40 см/год – сплошная, штриховая и пунктирная линии, соответственно

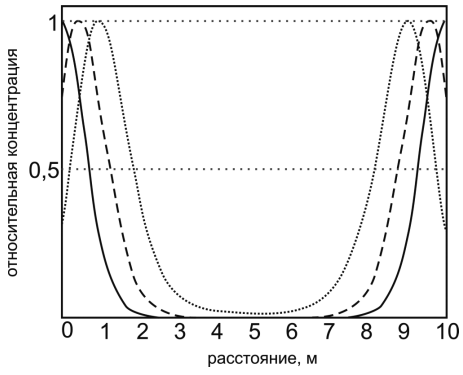


Рис. 12. Распределение в восходящем потоке дунита частиц хромита с L = 1 мм при скорости сдвига a ≈ 10^{-7} c^{-1} и скорости седиментации Δv = 0, 40, 80 см/год – сплошная, штриховая и пунктирная линии, соответственно (вязкость среды ~10^6 Па·с)

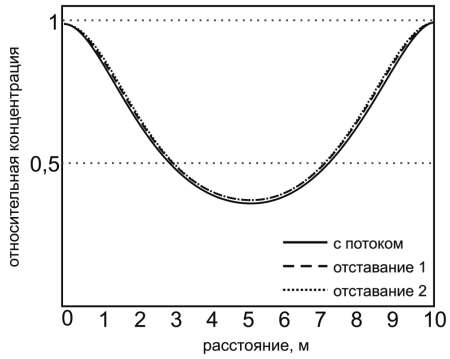


*Рис. 13. Распределение в восходящем потоке дунита частиц хромита с L = 0.1 мм при скорости сдвига a ≈ 10^{-6} c^{-1}, скорости в центре потока 7,889*10^3 см/год и скорости седиментации Δv = 0, 40, 80 см/год – сплошная, штриховая и пунктирная линии, соответственно (вязкость среды ~10^6 Па·с)*

В неплоских каналах могут возникать дополнительные конвективные потоки (Абакумов, Федосеев, 2010) и более сложные распределения, приводящие к более существенному разделению компонентов (Абакумов, Федосеев, 2003).

Хотя описанная выше модель не рассматривает кинетические эффекты, они тоже могут влиять на распределение дисперсной фазы. В частности, в вертикальном расширяющемся канале скорость ламинарного течения понижается с высотой. Согласно результатам моделирования, это должно приводить к размыванию узких распределений. В расширяющихся или сужающихся потоках седиментационный поток **j**, оставаясь вертикальным, становится неколлинеарным потоку среды (Рис. 14). При этом в расширяющихся вертикальных потоках седиментационный поток направлен к стенкам, в сужающемся – от стенок, и при постоянной скорости седиментации максимумы концентрации дисперсной фазы должны смещаться. Например, в расширяющемся потоке скорость среды, уменьшаясь с высотой, будет иметь горизонтальную составляющую, направленную к ближайшей стенке. Одним из следствий может быть ускорение сегрегации компонентов, смещение максимума частиц к стенкам, а также возникновение обратных пристеночных течений дисперсной фазы. В сужающемся потоке максимумы

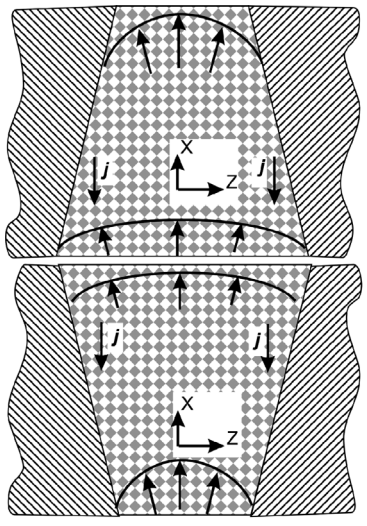


*Рис. 14. Схема восходящего ламинарного потока с непараллельными стенками и седиментационный поток **j***

концентрации частиц будут смещаться к центру. Таким образом, форма русла будет влиять на положение максимумов распределения дисперсной фазы. Численное моделирование подтверждает известный экспериментальный эффект увеличения эффективной скорости оседания дисперсной примеси при отклонении стенок сосуда от направления силы тяжести (Acrivos, Herbolzheimer, 1979; Невский, Осипцов, 2009).

Другой динамический эффект связан с неустойчивостью течения дисперсных систем, которая возникает в результате зависимости вязкости от концентрации дисперсных частиц (Боронин, 2008). Вязкость увеличивается с ростом концентрации дисперсных частиц. Это приводит к тому, что скорость слоев с высокой концентрацией частиц будет отличаться от течения Пуассона (3), условием существования которого является постоянная по сечению вязкость.

Коллективное поведение частиц может быть описано и при термодинамическом подходе с использованием различных уравнений состояния реального раствора. Существующие модели позволяют описывать распределения компонентов для истинных растворов с учетом химических и фазовых превращений (Абакумов, Федосеев, 2002). Для дисперсных систем подобные модели в настоящее время отсутствуют. При рассмотрении мантийных потоков особый интерес могли бы представлять уравнения состояния подобные тем, которые позволяют описать поведение расслаивающихся смесей.

Обсуждение

Реоморфическая модель

В текстурах и структурах ультрамафитов офиолитовой ассоциации запечатлены признаки пластического течения, которое являлось одним из главных факторов петрогенеза и рудообразования. Стратификация мантийного вещества, сопровождавшаяся, в частности, формированием тел хромититов, происходила при твердофазном перераспределении минералов в породах, представляющих собой дисперсионную систему. Первопричиной пластического течения и структурирования мог быть декомпрессионный подъем мантийного вещества в пределах рифтогенных структур и сейсмическое воздействие. Дальнейшее усложнение внутренней структуры и более глубокое разделение вещества, вероятно, происходило в обстановке сжатия, что, возможно, сопоставимо с современными геодинамическими обстановками в мантии преддуговых бассейнов.

Оливин и ортопироксен – главные породообразующие минералы мантийных перидотитов – обладают различной “реологической силой” (strength). Указания на это можно найти в ряде работ (Carter, 1976; Hirth, Kohlstedt, 1996; Nicolas et al., 1971; Савельев и др., 2008; Савельев, Федосеев, 2011 и др.). Для оливина характерны: 1) фрагментация (полигонизация) по всему объему протозерен с формированием развитой субструктуры; 2) относительно легкая активизация вторичных систем скольжения. В некоторых случаях разориентация блоков внутри крупных зерен ведет к образованию псевдопойкилитовых включений типа “оливин-в-оливине”, что известно под названием внутризерновой (Carter, 1976), либо “ротационной” (Poirier, 1985) рекристаллизации.

Для ортопироксена характерны: 1) изгиб неблагоприятно ориентированных зерен с образованием кинк-бандов, 2) интенсивная нуклеация – образование многочисленных центров рекристаллизации в участках наибольшего искажения кристаллической решетки; 3) внутри зерен, подверженных изгибу, происходит образование механических двойников либо ламелей новых фаз (клиноэнстатита, диопсида); 4) в некоторых случаях происходит поперечный разрыв зерен, при этом место разрыва заполняется агрегатом оливина. Рекристаллизация заключается в росте новых зерен с минимумом дефектов, к последним относятся также примесные компоненты. Образование дисперсных фаз хромшпинелидов наблюдается преимущественно на участках, сложенных мелкозернистым агрегатом – необластами ортопироксена.

Кроме структурных свидетельств бóльшей “податливости” оливина по сравнению с ортопироксеном, которая запечатлена в образцах мантийных ультрамафитов, имеются и экспериментальные подтверждения. В частности, исследование флюидных включений в минералах из ксенолитов в базальтах и кимберлитах показывает устойчивое уменьшение внутреннего давления во включениях в порядке хромшпинелид $\geq$ ортопироксен $\approx$ клинопироксен $>>$ оливин, что указывает на неодинаковую величину разгерметизации включений на пути к поверхности (Frezotti et al., 1992; Schwab, Freisleben, 1988; Yamamoto et al., 2002; и др.). Было предположено, что уменьшение флюидного давления должно наблюдаться в наиболее “податливом” минерале, а увеличение – в наиболее “жёстком”.

В литературе описаны исследования относительной “силы” мантийных минералов по ширине отражений рентгеновской дифракции как функции давления, температуры и времени (Yamamoto et al., 2008). Полученные результаты подтвердили выводы, сделанные ранее по измерению давления во флюидных включениях, и позволили заключить, что оливин является наиболее “слабым” из рассмотренных мантийных минералов офиолитовых перидотитов. Кроме того, в этой же работе (Yamamoto et al., 2008) сделан вывод о том, что при температурах выше 800°C в условиях верхней мантии предел текучести породообразующих минералов ультрамафитов приближается к нулевой отметке. При этом увеличение скорости сдвига может сопровождаться понижением вязкости, свойственным для псевдопластичных материалов. Различие в реологическом поведении минералов в данных условиях результирует в образование более мобильных (пластичных) слоев, сложенных мономинеральным оливином (дунитов), их можно рассматривать как “ослабленные” зоны верхней мантии, в которых локализовано пластическое течение.

В настоящее время скорости перемещения мантийного материала, оцененные с помощью дистанционных методов, являются более низкими. Однако, во-первых, следует заметить, что полученные данные представляют собой “интегрированный” результат для мантии в целом, не учитывающий деталей структуры мантийных потоков. Рассмотренные выше структурные и минералого-геохимические особенности ультрамафитов указывают на то, что дунитовые тела могут представлять собой ослабленные зоны верхней мантии, в которых локализовано перемещение крупных мантийных масс к поверхности. Во-вторых, есть основания полагать, что образование офиолитовых

ультрамафитов, как и выведение их на земную поверхность с мантийных глубин могло быть обусловлено более "быстрыми", катастрофическими событиями в истории Земли.

Особенности деформационного процесса могли определяться воздействием различных физических полей: гравитационного, гидродинамического и гидростатического, акустического (вибрационного, сейсмического). Приведенные выше результаты моделирования показывают, что гидродинамическое поле, возникающее внутри мантийного потока, даже при отсутствии других факторов, способствует перераспределению минеральных фаз в соответствии с их физическими свойствами.

Вероятнее всего, в природных объектах мы имеем дело с результатом комплексного воздействия (суперпозиции) различных факторов. При всех вариантах перечисленных воздействий определяющим параметром является размер частиц; для гравитационного, акустического и гидродинамического полей существенным фактором является плотность; для гидростатического поля существенным фактором становятся и модули упругости компонентов породы.

Сравнение с существующими представлениями

Наиболее популярными в настоящее время представлениями о формировании хромититов в офиолитах являются реакционно-магматические, флюидно-метасоматические, а также модели смешения расплавов. Основной причиной для возрождения гипотез, в которых ведущая роль отводится глубинным флюидам, являются многочисленные факты обнаружения в кристаллах хромшпинелидов субмикронных включений не только типичных для ультрамафитов оливина, пироксенов и платиноидов, но также «флюидосодержащих» минералов – амфибола, хлорита, серпентина, углеродсодержащих фаз (Borisova et al., 2012; Пушкарев и др., 2015; Johan et al., 2017 и др.).

Несомненно, обнаружение минеральных фаз, содержащих флюидные компоненты, указывает на присутствие флюидов в момент кристаллизации хромшпинелидов. Вместе с тем, вопрос о ведущей роли флюидов в образовании хромититов как геологических тел не может быть положительно решен, опираясь только на такие находки, поскольку доля флюидов, оцененная по обнаруженным включениям, составляет сотые доли процента. Для обоснования подобных взглядов необходимо указать физико-химические механизмы переноса хрома флюидами в необходимых количествах и отложения его только в дунитах. Дело в том, что «флюидосодержащие минералы» в еще больших количествах присутствуют в перидотитах, окружающих рудоносные дуниты, но скопления хромититов в них не образуются. С другой стороны, небольшие количества флюида могли быть захвачены при синдеформационной кристаллизации хромшпинелидов, а его роль при образовании дунитов и хромититов может заключаться в реологически-ослабляющем воздействии на мантийные ультрамафиты (Савельев, 2012).

Против рудообразующей роли процессов серпентинизации могут быть высказаны следующие аргументы. Во-первых, между интенсивностью серпентинизации и масштабами хромитообразования какая-либо зависимость отсутствует, залежи массивных руд встречаются и в слабо серпентинизированных дунитах. Во-вторых, первичные структурные особенности хромитоносных дунитов взаимосвязаны с таковыми окружающих перидотитов (Денисова, 1989; Савельев, 2013 и др.). В-третьих, в офиолитовых хромититах повсеместно наблюдаются текстуры, выраженные во фрагментации хромитовых зерен поперечными трещинами, которые не продолжаются в серпентинизированный вмещающий дунит. Это говорит о том, что серпентинизация наложилась на уже сформированную дунит-хромититовую ассоциацию: оливин, реагируя с водой, образовал серпентин с увеличением объема, тогда как хромит реагировал на это изменение хрупкими разрывами. Вместе с тем, следует признать, что серпентинизация, связанная с тектоническим перемещением блоков ультрамафитов в верхних горизонтах земной коры, играла определенную роль в перегруппировке рудного материала в зонах серпентинитового меланжа (Савельев, 2012).

В основе реакционно-магматических идей лежит тезис о том, что поскольку мантийные расплавы не равновесны с реститовыми перидотитами, то они должны были перемещаться к поверхности по изолированным каналам, которые представлены в настоящее время в офиолитовых комплексах телами дунитов (Kelemen et al., 1997; Spiegelman et al., 2001). При этом считается, что гарцбургиты и дуниты офиолитовых комплексов являются не простыми тугоплавкими остатками от частичного плавления пиролита, а представляют собой результат реакции рестита с проникающими сквозь него расплавами, генерированными на большей глубине. Расплавы "расторгают" пироксены и "кристаллизуют" дополнительный оливин, что в предельном случае ведет к формированию дунитов. В некоторых интерпретациях дуниты считаются изолированными "каналами", по которым базальтовые расплавы транспортируются к поверхности (Kelemen et al., 1997). Образование хромититов связывается исключительно с транспортировкой сквозь перидотиты бонинитовых расплавов, реакцией бонинитов с перидотитами, расторжением пироксенов, осаждением оливина и высокохромистого шпинелида (Zhou et al., 1996 и др.). Для подтверждения справедливости выдвинутого тезиса авторами многочисленных публикаций (например, (Gonzalez-Jimenez et al., 2011; 2014; Arai, Miura, 2015)) приводятся преимущественно геохимические данные, слабо или вовсе не связанные с особенностями внутренней структуры пород.

Как отмечено выше, во флюидно-метасоматических и реакционно-магматической моделях отсутствуют механизмы образования хромититов как геологических тел. Понимание данного факта заставляет многих исследователей, сторонников "реакционной модели", при объяснении генезиса хромовых руд прибегать к различным другим механизмам (например (Zhou et al., 2001, Miura et al., 2012)). В цитируемых работах предлагаются разработанные ранее модели "смешения магм" (Ballhaus, 1998; Lago et al, 1982; Leblanc, Ceuleneer, 1992), наряду с "реакционной гипотезой". Однако применение к мантийным ультрамафитам моделей "смешения магм" для формирования хромовых руд сталкивается с проблемой "свободного пространства", которое необходимо для осаждения больших объемов руд, но которое отсутствует в весьма низко-пористой кристаллической верхней мантии.

В рамках реакционной гипотезы трудно объяснить часто наблюдаемые резкие контакты дунитов и гарцбургитов, а также увеличение содержания ортопироксена в приконтактовых частях гарцбургитов, что очень часто наблюдается в офиолитовых массивах. Среди большого числа публикаций, посвященных модели “melt-rock interaction”, нам не встретилось описание наличия в одном и том же участке не полностью растворенных пироксенов, продуктов кристаллизации “извлеченных” из него компонентов и продуктов кристаллизации остаточного расплава. Вместе с тем, как показывает простой расчет, для перевода в дунит даже небольшого блока перидотита (например, 300*100*35 м объемом 10^6 м^3) требуется огромное количество прореагировавшего расплава (300000 тонн), которое обязано оставить в том или ином виде “петрографические следы” (Савельев, 2014).

В заключение отметим, что некоторые исследователи, предполагая магматическое происхождение ультрамафитов и хромититов, считают, что в дальнейшем они подверглись “умеренному” тектоническому воздействию, которое всегда вело к разубоживанию и деструкции ранее сформированных рудных концентраций (Thayer, 1964; 1969; Greenbaum, 1977; Cassard et al., 1981 и др.). Зарубежные авторы разделяют месторождения хромовых руд в офиолитовых комплексах на два типа: подиформные во внутренних частях массивов и кумулятивные на границе с габброидным комплексом (Auge, 1987), предполагая различные механизмы их образования. В качестве последних предполагается, в частности, кристаллизация хромита в подводящих магматических каналах среди рестита и при смешении магм различного состава (Ballhaus, 1998; Lago et al., 1982; Leblanc, Ceuleneer, 1992). Реальность всех предложенных механизмов не без оснований подвергается критике со стороны оппонентов, и поэтому до настоящего времени почти все выдвинутые гипотезы “мирно сосуществуют”, что свидетельствует об отсутствии ясного понимания процессов дифференциации вещества в мантийных ультрамафитах.

Предлагаемая в настоящей работе термодинамическая модель демонстрирует возможность возникновения в условиях верхней мантии твердофазных потоков и позволяет устранить часть трудностей и противоречий, характерных для магматической и реакционно-магматической гипотез. В частности, для реализации реоморфического механизма не требуются дополнительные источники вещества и агенты его переноса, поскольку внутри твердофазного потока происходит перераспределение материала исходных мантийных перидотитов. Как отмечено выше, предлагаемая модель содержит приближения и ограничения, отказ от которых способен влиять на концентрацию дисперсной фазы в слоях, положение максимумов плотности частиц относительно стенок потока и кинетику формирования. Дальнейшее развитие и усложнение представленной модели в перспективе позволит учесть коллективное поведение частиц хромита (агрегацию) и его влияние на седиментацию и структуру потоков.

Заключение

В работе термодинамически обоснована реоморфическая модель, демонстрирующая возможность возникновения в условиях верхней мантии твердофазных потоков и позволяющая устранить часть трудностей и противоречий, характерных для магматической, флюидно-метасоматической и реакционно-магматической гипотез. Разработанная модель позволяет объяснить закономерности перераспределения вещества верхней мантии в процессе становления офиолитовых комплексов и формирования рудных тел.

Проведенные исследования показали, что в ультрамафитах офиолитовой ассоциации повсеместно запечатлены признаки пластического течения, которое являлось одним из главных факторов петрогенеза и рудообразования. Основной тенденцией изменения состава и структуры мантийных пород является их стратификация, сопровождающаяся обособлением реологически наиболее “слабых” агрегатов – дунитовых тел, которые являются вмещающими породами для хромовых руд. Одним из основных факторов стратификации мантийного вещества могло являться твердофазное перераспределение минеральных частиц в породах, представляющих собой дисперсионную систему.

Термодинамический подход даёт наиболее сжатое описание явлений. Результатом является описание наиболее выгодного состояния, соответствующего минимуму свободной энергии в рассматриваемых условиях. В предложенной модели эти условия определены воздействием гидродинамического и гравитационного полей. Процессы массопереноса при пластическом течении мантийного вещества могут быть связаны и с другими внешними полями, в частности, акустическим (вибрационным, сейсмическим), гидростатическим и температурным, а также их суперпозицией (Федосеев, 2010). В этой работе показано, что упругие свойства компонентов также могут повлиять на распределение дисперсной фазы.

Предложенная модель позволяет утверждать, что условия, возникающие при медленных вязкопластических вертикальных течениях многофазного материала, способствуют стратификации потока и возникновению в нём слоистой структуры. При этом на реализацию описанных состояний могут оказать влияние кинетические факторы, связанные с длительностью процесса, температурой и вязкостью среды, геометрической конфигурацией потока, кратковременным воздействием других факторов, например, сейсмических волн. При невозможности более детально воспроизвести реальные условия формирования описываемых геологических структур усложнять модель учетом дополнительных факторов, по-видимому, нет необходимости. Хотя, в некоторых случаях интерес может представлять моделирование неплоских несимметричных и не вертикальных потоков.

Благодарности

Авторы благодарны доктору геол.-мин. наук, профессору Е.В. Шаркову (ИГЕМ РАН) за внимательное отношение к работе и полезные замечания.

Авторы выражают признательность и благодарность рецензенту, взявшему на себя труд рецензирования рукописи, и за высказанные критические замечания, способствовавшие улучшению статьи

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН (темы №0252-2017-0014, 0246-2019-0078) и Государственного задания ИМХ РАН.

Литература

Абакумов Г.А., Федосеев В.Б. (2002). Ограниченно смешивающиеся жидкости в центробежном поле. *Доклады АН*, 383. с. 661-664. https://doi.org/10.1023/A:1015343125276

Абакумов Г.А., Федосеев В.Б. (2003). Влияние формы ротора на эффективность жидкостной центрифуги. *Доклады АН*, 390, с. 330-332. https://doi.org/10.1134/1.1581318

Абакумов Г.А., Федосеев В.Б. (2010). Эффект формы сосуда и самопроизвольное возникновение циркуляции при вращении многокомпонентных жидких смесей. *Вестник Казанского технологического университета,* 1, с. 101-104.

Бакиров А.Г. (1963). О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского массива. *Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала*. Свердловск, с. 325-330.

Боронин С.А. (2008). Исследование устойчивости течения суспензии в плоском канале с учетом конечной объемной доли частиц. *Известия РАН. Механика жидкости и газа,* 6, с. 40-53. https://doi.org/10.1134/S0015462808060069

Варлаков А.С. (1978). Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала. *Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала*. Свердловск, с. 63-82.

Гончаренко А.И. (1989). Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 404 с.

Денисова Е.А. (1989). Складчатая структура ультраосновных тектонитов массивов Южного Урала. *Геотектоника,* 4, с. 52-62.

Денисова Е.А. (1990). Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза. *Геотектоника,* 2, с. 14-27.

Колман Р.Г. (1979). Офиолиты. М: Мир, 262 с.

Кравченко Г.Г. (1969). Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М: Наука, 232 с.

Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. (1940). Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. *Хромиты СССР,* Т. 2, М-Л: Изд-во АН СССР, с. 5-199.

Маракушев А.А. (1988). Петрогенезис. М: Недра, 293 с.

Москалёва С.В. (1974). Гипербазиты и их хромитоносность. Л: Недра, 279 с.

Невский Ю.А., Осипцов А.Н. (2009). Моделирование гравитационной конвекции суспензий. *Письма в ЖТФ*, 35(7), с. 98-105. https://doi.org/10.1134/S1063785009040154

Нигматулин Р.И. (1987). Динамика многофазных сред. М: Наука, т. 1-2.

Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. (1973). Закономерности формирования хромитовых месторождений. М: Наука, 200 с.

Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. (1979). Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей. *Условия образования магматических рудных месторождений.* М: Наука, с. 5-78.

Пейве А.В. (1969). Океаническая кора геологического прошлого. *Геотектоника,* 4, с. 5-23.

Перевозчиков Б.В. (1995). Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах. М: Геоинформмарк, 47 с.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Г., Заккарини Ф. (2007). Хром-платиновые месторождения Нижнетагильского типа на Урале: структурные и химические характеристики и генетические проблемы. *Литосфера*, 3, с. 28-65.

Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. (2015). Онтогения хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального происхождения платиноносных хромититов Кондерского массива (Алданский щит). *Геология рудных месторождений*, 57, с. 394-423. https://doi.org/10.1134/S1075701515050049

Савельев А.А. (1977). Хромиты Войкаро-Сыньинского массива. *Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения.* Свердловск, с. 63-77.

Савельев Д.Е. (2012) Хромитоносность гипербазитовых массивов Южного Урала. *Дис. докт. геол.-мин. наук.* Уфа, 410 с.

Савельев Д.Е. (2013). Соотношение структур рудоносной дунит-хромититовой ассоциации и перидотитов в офиолитах (на примере массивов Крака). *Литосфера,* 2, с.76-91.

Савельев Д.Е. (2014). К вопросу о происхождении пойкилитовых включений оливина в хромшпинелидах из офиолитовых дунитов. *Геологический сборник,* 11, с. 134-146.

Савельев Д.Е., Блинов И.А. (2015). Синдеформационные выделения хромшпинелидов в пластически деформированных агрегатах оливина (офиолиты Крака, Южный Урал). *Вестник Пермского университета. Геология,* 4, с. 44-69. DOI: 10.17072/psu.geol.29.44

Савельев Д.Е., Сначев В.И. (2012). Бедновкрапленные хромовые руды Южного Урала и перспективы их практического использования. *Руды и металлы,* 2, с. 36-40.

Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. (2011). Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов. *Руды и металлы,* 5, с. 35-42.

Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. (2014). Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах. *Вестник Пермского университета. Геология,* 4, с. 22-41.

Савельев Д.Е., Сергеев С.Н. (2018). Энстатит офиолитовых перидотитов: пластическая деформация и связанные с ней геохимические изменения. *Минералогия*, 4(1), с. 68-84.

Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Сергеев С.Н., Мусабиров И.И. (2017). О деформационно-индуцированном распаде энстатита в мантийных перидотитах и его значении для процессов частичного плавления и хромитообразования. *Доклады академии наук*, 276(2), с. 1-5.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. (2008). Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 320 с.

Савельев Д.Е., Белогуб Е.В., Блинов И.А., Кожевников Д.А., Котляров В.А. (2016). Петрологические свидетельства синдеформационной сегрегации вещества при образовании дунитов (на примере офиолитов Крака, Южный Урал). *Минералогия,* 4, с. 56-77.

Савельева Г.Н. (1987). Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М: Наука, 230 с.

Савельева Г.Н., Савельев А.А. (1991). Хромиты в структуре офиолитовых ультрабазитов Урала. *Геотектоника,* 3, с. 47-58.

Соколов Г.А. (1948). Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. *Труды ИГН АН СССР. Сер. рудн. м-ний,* вып. 97, № 12, 128 с.

Федосеев В.Б. (2010). Перераспределение вещества под действием внешних полей и стационарная модель маятника Челомея. *Нелинейный мир,* 8(4), с. 243-247.

Федосеев В.Б. (2015). Поведение тела, имеющего форму прямоугольного параллелепипеда, в плоском потоке Куэтта и Пуазейля. *Журнал технической физики,* 85(4), с. 13-19.

Федосеев В.Б. (2016). Стратификация двухфазной монодисперсной системы в плоском ламинарном потоке. *ЖЭТФ,* 149(5), с. 1057-1067. https://doi.org/10.1134/S1063776116040142

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. (2007). Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 310 с.

Щербаков С.А. (1990). Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М: Наука, 120 с.

Acrivos A., Herbolzheimer E. (1979). Enhanced sedimentation in settling tanks with inclined walls. *Journal of Fluid Mechanics,* 92, pp. 435-450. https://doi.org/10.1017/S0022112079000720

Arai S., Miura M. (2015). Podiform chromitites do form beneath mid-ocean ridges. *Lithos,* 232, pp. 143-149. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.015

Auge T. (1987). Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, 22, pp. 1-10. https://doi.org/10.1007/BF00204235

Ballhaus C. (1998). Origin of the podiform chromite deposits by magma mingling. *Earth and Planetary Science Letters*, 156, pp. 185-193. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00005-3

Borisova A.Y., Ceuleneer, G., Kamenetsky V.S., Arai S., Béjina F., Abily B., Bindeman I.N., Polvé, M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S. (2012). A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions. *Journal of Petrology,* 53, pp. 2411-2440. https://doi.org/10.1093/petrology/egs054

Carter N.L. (1976). Steady state flow of rocks. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 14, pp. 301-360. https://doi.org/10.1029/RG014i003p00301

Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhoffer A. (1981). Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caledonia. *Economic Geology,* 76, pp. 805-831. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.4.805

Frezzotti M.L., Burke E.A.J., De Vivo B., Stefanini B., Villa I.M. (1992). Mantle fluids in pyroxenite nodules from Salt Lake Crater (Oahu, Hawaii). *European Journal of Mineralogy*, 4, pp. 1137-1153. https://doi.org/10.1127/ejm/4/5/1137

Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. (2014). Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites. *Lithos*, 189, pp. 148-158. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008

Gonzalez-Jimenez J.M., Proenza J.A., Gervilla F., Melgarejo J.C., Blanco-Moreno J.A., Ruiz-Sanchez R., Griffin W.L. (2011). High-Cr and high-Al chromitites from the Sagua de Tanamo district, Mayari-Cristal

ophiolitic massif (eastern Cuba): Constrains on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinum-group-elements. *Lithos*, 125, pp. 101-121. doi:10.1016/j.lithos.2011.01.016

Greenbaum D. (1977). The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Economic Geology*, 72, pp. 1175-1194. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.72.7.1175

Hirth G., Kohlstedt D.L. (1996). Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extration and the evolution of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 144, pp. 93-108. https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00154-9

Hock M., Friedrich G., Plueger W.L., Wichowski A. (1986). Refractory- and metallurgical-type chromite ores, Zambales Ophiolite, Luzon, Philippines. *Mineralium Deposita*, 21, pp. 190-199. https://doi.org/10.1007/BF00199799

Johan Z., Martin R.F., Ettler V. (2017). Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits. *European Journal of Mineralogy,* 29, pp. 543-555. https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2648

Kelemen P.B., Dick H.J.B., Quick J.E. (1992). Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature,* 358, pp. 635-641. https://doi.org/10.1038/358635a0

Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. (1995). Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature,* 375, pp. 747-753. https://doi.org/10.1038/375747a0

Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H.J.B. (1997). A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A,* 355, pp. 283-318. https://doi.org/10.1098/rsta.1997.0010

Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. (1982). Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *Journal of Petrology,* 23, pp. 103-125. https://doi.org/10.1093/petrology/23.1.103

Leblanc M., Ceuleneer G. (1992). Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos,* 27, pp. 231-257. https://doi.org/10.1016/0024-4937(91)90002-3

Miura M., Arai S., Ahmed A.H., Mizukami T., Okuno M., Yamamoto S. (2012). Podiform chromitite classification revisited: a comparison of discordant and concordant chromitite pods from Wadi Hilti, northern Oman opiolite. *Journal of Asian Earth Sciences,* 59, pp. 52-61. http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.05.008

Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. (1971). Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. *Tectonophysics,* 12, pp. 55-86. https://doi.org/10.1016/0040-1951(71)90066-7

Poirier J.-P. (1985). Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, 287 p. https://doi.org/10.1017/CBO9780511564451

Schwab R.G., Freisleben B. (1988). Fluid CO_2 inclusions in olivine and pyroxene and their behavior under high pressure and temperature conditions. *Bull. Mineral.,* 111, pp. 297-306.

Spiegelman M., Kelemen P., Aharonov E. (2001). Causes and consequences of flow organization during melt transport: the reaction infiltration instability in compactible media. *Journal of Geophysical Research,* 106, pp. 2061-2077. https://doi.org/10.1029/2000JB900240

Thayer T.P. (1969). Gravity differentiation and magmatic reemplacemcnt of podiform chromite deposits. *Economic Geology Monograph A*, pp. 132-146.

Thayer T.P. (1964). Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. *Economic Geology,* 59, pp. 1497-1524. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.59.8.1497

Yamamoto J., Kagi H., Kaneoka I. Lai Y., Prikhod'ko V.S., Arai S. (2002). Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals: implications for the geobarometry of mantle minerals using micro Raman spectroscopy. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 198, pp. 511-519. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00528-9

Yamamoto J., Ando J., Kagi H., Inoue T., Yamada A., Yamazaki D., Irifune T. (2008). In situ strength measurements on natural upper-mantle minerals. *Physics and Chemistry of Minerals*, 35, pp. 249-257. https://doi.org/10.1007/s00269-008-0218-6

Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. (1996). Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (SouthernTibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle. *Journal of Petrology*, 37(1), pp. 3-21. https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.3

Zhou M.-F., Malpas J., Robinson P.T., Sun M., Li J.-W. (2001). Crystallization of podiform chromitites from silicate magmas and the formation of nodular textures. *Resource Geology,* 51, pp. 1-6. https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2001.tb00076.x

Zhou M.-F., Robinson P. (1994). High-Cr and high-Al podiform chromitites, western China: Relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle. *International Geology Review*, 36, pp. 678-686. https://doi.org/10.1080/00206819409465481

Сведения об авторах

Дмитрий Евгеньевич Савельев– доктор геол.-мин. наук, профессор Академии наук Республики Башкортостан, Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН

Россия, 450077, Уфа, ул. К.Маркса, д. 16/2

E-mail: savl71@mail.ru

Виктор Борисович Федосеев – доктор хим. наук, Институт металлоорганической химии им. Г.А. Разуваева РАН

Россия, 603137, Нижний Новгород, ул. Тропинина, д. 49

E-mail: vbfedoseev@yandex.ru

Статья поступила в редакцию 18.06.2018;
Принята к публикации 21.11.2019; Опубликована 30.03.2019

IN ENGLISH

Solid-state redistribution of mineral particles in the upwelling mantle flow as a mechanism of chromite concentration in the ophiolite ultramafic rocks (on the example of Kraka ophiolite, the Southern Urals)

D.E. Saveliev[1], V.B. Fedoseev[2]*

[1]*Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russian Federation*

[2]*Razuvaev Institute of Organometallic Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russian Federation*

[*]*Corresponding author: Dmitry E. Saveliev, e-mail: savl71@mail.ru*

Abstract. The main regularities of the structure of chromitite-bearing zones of ultramafic rock of the ophiolitic association are considered on the example of Kraka massifs. In all studied chromitite-bearing zones, olivine demonstrates a strong preferably crystallographic orientation, indicating that plastic flow was one of the main factors of petrogenesis and ore formation. A critical review of existing ideas about the origin of ophiolitic chromitites has been carried out. It is shown that for models involving the reaction and magmatic formation of dunites and chromitites, there are a number of difficulties. In particular, the application of the magma mixing model to the mantle ultramafic rocks for the formation of chrome ores is faced with the problem of "free space". Free space is necessary for the deposition of large volumes of ores, which is absent in a very low-porous crystalline upper mantle.

In the "melt-mantle" interaction model, it is difficult to explain the often observed abrupt contacts of dunites and harzburgites, as well as an increase in the content of orthopyroxene in the near-contact parts of harzburgites, which is very often observed in ophiolite massifs. In addition, there is

no mechanism for the formation of chromitites as geological bodies in this model. We have shown that the main trend in the composition and structure of the mantle section of ophiolites is stratification, accompanied by the separation of the rheologically most "weak" aggregates of polycrystalline olivine (dunites), which are host rocks for chrome ores. The stratification of the mantle material occurred during the solid-phase redistribution of minerals in the rocks, which are a dispersion system. In this work, a thermodynamic model is substantiated, which demonstrates the possibility of the emergence of solid-state flows in the conditions of the upper mantle and which makes it possible to eliminate some of the difficulties and contradictions characteristic of the magmatic and reaction-magmatic hypotheses.

Keywords: ultramafic rocks, olivine, chromitite, plastic flow, stratification, rheomorphic segregation

Acknowledgements

The authors are grateful to the Doctor of Geology and Mineralogy, Professor E.V. Sharkov (IGEM RAS) for a perusal of the work and valuable comments. The authors are grateful to the reviewer for valuable critical comments and recommendations, which have been very helpful in improving the manuscript.

The work was performed in the framework of the State task of the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the RAS (themes No. 0252-2017-0014, 0246-2019-0078) and the State task of the Razuvaev Institute of Organometallic Chemistry of the RAS.

Recommended citation: Saveliev D.E., Fedoseev V.B. (2019). Solid-state redistribution of mineral particles in the upwelling mantle flow as a mechanism of chromite concentration in the ophiolite ultramafic rocks (on the example of Kraka ophiolite, the Southern Urals). *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 31-46. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46

References

Abakumov G.A., Fedoseev V.B. (2002). Partially Miscible Liquids in a Centrifugal Field. *Doklady Physical Chemistry,* 383(4), pp.89-92. https://doi.org/10.1023/A:1015343125276 (In Russ.)

Abakumov G.A., Fedoseev V.B. (2003). Effect of the Rotor Shape on the Efficiency of a Liquid Centrifuge. *Doklady Physics*, 48(5), pp. 232-234. https://doi.org/10.1134/1.1581318 (In Russ.)

Abakumov G.A., Fedoseev V.B. (2010). Effect of the vessel shape and spontaneous appearance of circulation due to spinning of multicomponent liquid mixtures. *Vestnik KGTU*, 1, pp. 101-104. (In Russ.)

Acrivos A., Herbolzheimer E. (1979). Enhanced sedimentation in settling tanks with inclined walls. *Journal of Fluid Mechanics,* 92, pp. 435-450. https://doi.org/10.1017/S0022112079000720

Arai S., Miura M. (2015). Podiform chromitites do form beneath mid-ocean ridges. *Lithos,* 232, pp. 143-149. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.06.015

Auge T. (1987). Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, 22, pp. 1-10. https://doi.org/10.1007/BF00204235

Bakirov A.G. (1963). About the origin of dunites and chromites of the Kempirsay massif. *Magmatizm, metamorfizm, metallogeniya Urala* [Magmatism, metamorphism, metallogenicity of the Urals]. Sverdlovsk, pp. 325-330. (In Russ.)

Ballhaus C. (1998). Origin of the podiform chromite deposits by magma mingling. *Earth and Planetary Science Letters*, 156, pp. 185-193. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00005-3

Borisova A.Y., Ceuleneer, G., Kamenetsky V.S., Arai S., Béjina F., Abily B., Bindeman I.N., Polvé, M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S. (2012). A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions. *Journal of Petrology,* 53, pp. 2411-2440. https://doi.org/10.1093/petrology/egs054

Boronin S. A. (2008). Investigation of the Stability of a Plane-Channel Suspension Flow with Account for Finite Particle Volume Fraction. *Fluid Dynamics*, 43(6), pp. 873-884. https://doi.org/10.1134/S0015462808060069 (In Russ.)

Carter N.L. (1976). Steady state flow of rocks. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 14, pp. 301-360. https://doi.org/10.1029/RG014i003p00301

Cassard D., Nicolas A., Rabinowitch M., Moutte J., Leblanc M., Prinzhoffer A. (1981). Structural Classification of Chromite Pods in Southern New Caledonia. *Economic Geology,* 76, pp. 805-831. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.76.4.805

Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Shchapova Yu.V. (2007). Crystal chemistry of chrome spinel and oxithermobarometry of ultramafites of fold belts. Yekaterinburg, IG&G UrO RAN, 310 p. (In Russ.)

Coleman R.G. (1977). Ophiolites. Springer-Verlag, 229 p.

Denisova E.A. (1989). A folded structure of ultramafic tectonites from massifs of the Southern Urals. *Geotektonika*, 4, pp. 52-62. (In Russ.)

Denisova E.A. (1990). Building and deformation structures of the lherzolite-type ophiolite massifs. *Geotektonika*, 2, pp. 14-27 (In Russ.)

Fedoseev V.B. (2015). Behavior of a solid rectangular parallelepiped in the 2D Couette and Poisseuille flows. *Technical Physics,* 60 (4), pp. 489-496. DOI: 10.1134/S106378421504009X

Fedoseev V.B. (2016). Stratification of a two-phase monodisperse system in a plane laminar flow. *Journal of Experimental and Theoretical Physics,* 122(5), pp. 915-924. https://doi.org/10.1134/S1063776116040142

Fedoseev V.B. (2010). Re-distribution of matter under the influence of external fields and stationary model of the Chelomei pendulum. *Nelineynyy mir = Nonlinear World*, 8(4), pp. 243-247. (In Russ.)

Frezzotti M.L., Burke E.A.J., De Vivo B., Stefanini B., Villa I.M. (1992). Mantle fluids in pyroxenite nodules from Salt Lake Crater (Oahu, Hawaii). *European Journal of Mineralogy*, 4, pp. 1137-1153. https://doi.org/10.1127/ejm/4/5/1137

Goncharenko A.I. (1989). Deformation and petro structural evolution of alpinotype ultrabasites. Tomsk: Tomsk University Publ., 404 p. (In Russ.)

Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. (2014). Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites. *Lithos*, 189, pp. 148-158. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008

Gonzalez-Jimenez J.M., Proenza J.A., Gervilla F., Melgarejo J.C., Blanco-Moreno J.A., Ruiz-Sanchez R., Griffin W.L. (2011). High-Cr and high-Al chromitites from the Sagua de Tanamo district, Mayari-Cristal ophiolitic massif (eastern Cuba): Constrains on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinum-group-elements. *Lithos*, 125, pp. 101-121. doi:10.1016/j.lithos.2011.01.016

Greenbaum D. (1977). The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. *Economic Geology*, 72, pp. 1175-1194. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.72.7.1175

Hirth G., Kohlstedt D.L. (1996). Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extration and the evolution of the lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 144, pp. 93-108. https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00154-9

Hock M., Friedrich G., Plueger W.L., Wichowski A. (1986). Refractory- and metallurgical-type chromite ores, Zambales Ophiolite, Luzon, Philippines. *Mineralium Deposita*, 21, pp. 190-199. https://doi.org/10.1007/BF00199799

Johan Z., Martin R.F., Ettler V. (2017). Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits. *European Journal of Mineralogy,* 29, pp. 543-555. https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2648

Kelemen P.B., Dick H.J.B., Quick J.E. (1992). Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature,* 358, pp. 635-641. https://doi.org/10.1038/358635a0

Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. (1995). Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature,* 375, pp. 747-753. https://doi.org/10.1038/375747a0

Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H.J.B. (1997). A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A,* 355, pp. 283-318. https://doi.org/10.1098/rsta.1997.0010

Kravchenko G.G. (1969). Role of tectonics during crystallization of the chromite ores of the Kempirsay pluton. Moscow: Nauka, 232 p. (In Russ.)

Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. (1982). Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *Journal of Petrology,* 23, pp. 103-125. https://doi.org/10.1093/petrology/23.1.103

Leblanc M., Ceuleneer G. (1992). Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite. *Lithos,* 27, pp. 231-257. https://doi.org/10.1016/0024-4937(91)90002-3

Loginov V.P., Pavlov N.V., Sokolov G.A. (1940). Chromite content of the Kempirsay ultrabasic massif: South Ural. *Khromity USSR,* vol. 2. Moscow-Leningrad: AN USSR Publ., pp. 5-199. (In Russ.)

Marakushev A.A. (1988). Petrogenezis [Petrogenesis]. Moscow: Nedra, 293 p. (In Russ.)

Miura M., Arai S., Ahmed A.H., Mizukami T., Okuno M., Yamamoto S. (2012). Podiform chromitite classification revisited: a comparison of discordant and concordant chromitite pods from Wadi Hilti, northern Oman opiolite. *Journal of Asian Earth Sciences,* 59, pp. 52-61. http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.05.008

Moskaleva S.V. (1974). Giperbazity i ikh khromitonosnost' [Ultrabasic rocks and their chromite content]. Leningrad: Nedra, 279 p. (In Russ.)

Nevskii Yu.A., Osiptsov A.N. (2009) Modeling Gravitational Convection in Suspensions. *Technical Physics Letters*, 35 (4), pp. 340-343. https://doi.org/10.1134/S1063785009040154

Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. (1971). Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites. *Tectonophysics,* 12, pp. 55-86. https://doi.org/10.1016/0040-1951(71)90066-7

Nigmatullin R.I. (1987). Dinamika mnogofaznykh sred [Dynamics of multiphase medium]. Moscow: Nauka, vol. 1-2. (In Russ.)

Pavlov N.V., Grigorieva-Chuprynina I.I. (1973) Zakonomernosti formirovaniya khromitovykh mestorozhdeniy [The regularities of chrome ore deposits formation] Moskva: Nauka, 200 p. (In Russ.)

Pavlov N.V., Grigoryeva I.I., Grishina N.V. (1979). Formation and genetic types of chromite deposits of geosynclinal regions. *Usloviya obrazovaniya magmaticheskikh rudnykh mestorozhdeniy* [Conditions for the formation of igneous ore deposits]. Moscow: Nauka, pp. 5-78. (In Russ.)

Peive A.V. (1969). Okeanicheskaya kora geologicheskogo proshlogo [The oceanic crust of geological past] *Geotektonika*, 4, pp. 5-23. (In Russ.)

Perevozchikov B.V. (1995). Zakonomernosti lokalizatsii khromitovogo orudeneniya v al'pinotipnykh giperbazitakh [Regularities of localization of chromite ore in the alpinotype ultrabasic rocks]. Moscow: Geoinformmark, 47 p. (In Russ.)

Poirier J.-P. (1985). Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, 287 p. https://doi.org/10.1017/CBO9780511564451

Pushkarev E.V., Anikina E.V., Garuti G., Zaccarini F. (2007). Chromium-platinum deposits of the Nizhny Tagil-type in the Urals: structural and compositional characteristics and genetic problems. *Lithosphera = Lithosphere,* 3, 28-65. (In Russ.)

Pushkarev E.V., Kamenetsky V.S., Morozova A.V., Khiller V.V., Glavatskykh S.P., Rodemann T. (2015). Ontogeny of ore Cr-spinel and composition of inclusions as indicators of the pneumatolytic-hydrothermal origin of PGM-bearing chromitites from Kondyor massif, the Aldan Shield. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy = Geology of Ore Deposits,* 57, pp. 352-380. https://doi.org/10.1134/S1075701515050049 (In Russ.)

Saveliev A.A. (1977). Chromites of the Voykaro-Sininskiy massif. *Genezis ul'trabazitov i svyazannogo s nimi orudeneniya* [Genesis of ul'trabazites and associated mineralization]. Sverdlovsk, pp. 63-77. (In Russ.)

Saveliev D.E. (2012). Chromite-bearing of ultrabasitical massifs of the Southern Urals. *Diss. dokt. geol.-min. nauk.* [Dr. geol. and min. sci. diss.]. Ufa, 410 p. (In Russ.)

Saveliev D.E. (2013). Relationship between the structures of ore-bearing dunite-chromite association and peridotites in the ophiolites (example from Kraka massifs). *Litosfera = Lithosphere,* 2, pp. 76-91. (In Russ.)

Saveliev D.E. (2014). At the question about an origin of olivine poicilitic inclusions in the chronmian spinels from ophiolitic dunites. *Geologichesky sbornik*, 11, pp. 134-146. (In Russ.)

Saveliev D.E., Blinov I.A. (2015). Sindeformatsionnyye vydeleniya khromshpinelidov v plasticheski deformirovannykh agregatakh olivina (ofiolity Kraka, Yuzhnyy Ural) [Syndeformation chrome spinel exsolutions in the plastic deformed olivine aggregates (Kraka ophiolite, the Southern Urals)]. *Vestnik Permskogo Universiteta. Geologiya*, 4(29), pp. 45-69 (In Russ.). doi: 10.17072/psu.geol.29.44

Saveliev D.E., Snachev V.I. (2012). Bednovkraplennyye khromovyye rudy Yuzhnogo Urala i perspektivy ikh prakticheskogo ispolzovaniya [Deposits of poor chromite-ores of the South Urals and prospects of their use]. *Rudy i metally*, 2, pp. 36-40 (In Russ.).

Saveliev D.E., Fedoseev V.B. (2011). Segregatsionnyy mekhanizm formirovaniya tel khromitov v ul'trabazitakh skladchatykh poyasov [Segregation mechanism of chromite bodies formation in ultrabasic rocks of the folding belts]. *Rudy i metally*. 5, pp. 35-42. (In Russ.)

Saveliev D.E., Fedoseev V.B. (2014). Plastic flow and rheomorphic differentiation of the mantle ultramaflc rocks. *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya*, 4, pp. 22-41. DOI: 10.17072/psu.geol.25.22 (In Russ.)

Saveliev D.E., Puchkov V.N., Sergeev S.N., Musabirov I.I. (2017). Deformation-induced decomposition of enstatite in mantle peridotite and its role in partial melting and chromite ore formation. *Doklady Earth Sciences*, 476(1), pp. 1058-1061. DOI: 10.1134/S1028334X17090161

Saveliev D.E., Sergeev S.N. (2018). Enstatite from ophiolite ultramafic rocks: plastic deformation and related chemical changes. *Mineralogiya = Mineralogy*, 4(1), pp. 68-81. (In Russ.)

Saveliev D.E., Snachev V.I., Savelieva E.N., Bazhin E.A. (2008). Geologiya, petrogeokhimiya i khromitonosnost' gabbro-giperbazitovykh massivov Yuzhnogo Urala [Geology, petrogeochemistry, and chromite content of gabbro-hyperbasic massifs of the South Urals]. Ufa: DizaynPoligrafServis, 320 p. (In Russ.)

Saveliev D.E., Belogub E.V., Blinov I.A., Kozhevnikov D.A., Kotlyarov V.A. (2016). Petrological evidences of syndeformation matter segregation during a dunite formation process (for example Kraka ophiolite, the Southern Urals). *Mineralogiya = Mineralogy*, 4, pp. 56-77. (In Russ.)

Savelieva G.N. (1987). Gabbro-ultrabazitovyye kompleksy ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoy okeanicheskoy kore [Gabbro-ultrabasitical complexes of the Urals ophiolites and their analogues in the present-day oceanic crust]. Moscow: Nauka, 230 p. (In Russ.)

Savelieva G.N., Saveliev A.A. (1991). Chromitites in structure of the ophiolite ultramafic rocks of the Urals. *Geotektonika*, 3, pp. 47-58. (In Russ.)

Schwab R.G., Freisleben B. (1988). Fluid CO_2 inclusions in olivine and pyroxene and their behavior under high pressure and temperature conditions. *Bull. Mineral.,* 111, pp. 297-306.

Shcherbakov S.A. (1990). Plasticheskiye deformatsii ultrabazitov ofiolitovoy assotsiatsii Urala [Plastic deformations of ultrabasic rock of the Urals ophiolite association]. Moscow: Nauka, 120 p. (In Russ.)

Sokolov G.A. (1948). Chromites of the Urals, its compositions, crystallization conditions and regularities of location. *Trudy IGN AN USSR. Ser. Rudn. Mestorozhdeniy*. Moscow: AN USSR Publ., 97(12), 128 p. (In Russ.)

Spiegelman M., Kelemen P., Aharonov E. (2001). Causes and consequences of flow organization during melt transport: the reaction infiltration instability in compactible media. *Journal of Geophysical Research,* 106, pp. 2061-2077. https://doi.org/10.1029/2000JB900240

Thayer T.P. (1969). Gravity differentiation and magmatic reemplacemcnt of podiform chromite deposits. *Economic Geology Monograph A*, pp. 132-146.

Thayer T.P. (1964). Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. *Economic Geology,* 59, pp. 1497-1524. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.59.8.1497

Varlakov A.S. (1978). An origin of chrome ore in the alpino-type ultramific rocks of the Urals. *Petrografiya ultraosnovnykh i schelochnykh porod Urala* [Petrography of ultrabasic and alkaline rocks of the Urals]. Sverdlovsk, pp. 63-82 (In Russ.)

Yamamoto J., Kagi H., Kaneoka I. Lai Y., Prikhod'ko V.S., Arai S. (2002). Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals: implications for the geobarometry of mantle minerals using micro Raman spectroscopy. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 198, pp. 511-519. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00528-9

Yamamoto J., Ando J., Kagi H., Inoue T., Yamada A., Yamazaki D., Irifune T. (2008). In situ strength measurements on natural upper-mantle minerals. *Physics and Chemistry of Minerals*, 35, pp. 249-257. https://doi.org/10.1007/s00269-008-0218-6

Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. (1996). Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (SouthernTibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle. *Journal of Petrology*, 37(1), pp. 3-21. https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.3

Zhou M.-F., Malpas J., Robinson P.T., Sun M., Li J.-W. (2001). Crystallization of podiform chromitites from silicate magmas and the formation of nodular textures. *Resource Geology,* 51, pp. 1-6. https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2001.tb00076.x

Zhou M.-F., Robinson P. (1994). High-Cr and high-Al podiform chromitites, western China: Relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle. *International Geology Review*, 36, pp. 678-686. https://doi.org/10.1080/00206819409465481

About the Authors

Dmitry E. Saveliev – DSc (Geology and Mineralogy), Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences

16/2, Karl Marx st., Ufa, 450077, Russian Federation

E-mail: savl71@mail.ru

Victor B. Fedoseev – DSc (Chemistry), Razuvaev Institute of Organometallic Chemistry of the Russian Academy of Sciences

49, Tropinina st., 603950, Nizhny Novgorod, Russian Federation

E-mail: vbfedoseev@yandex.ru

Manuscript received 18 June 2018;
Accepted 21 November 2018; Published 30 March 2019

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ
DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.47-63
УДК 547.91:533.98 (571.1)

Углеводороды-биомаркеры и изотопный состав углерода битумоидов и нефтей мезозойских отложений западной части Енисей-Хатангской нефтегазоносной области

А.П. Афанасенков[1,2], Т.П. Жеглова[1], А.Л. Петров[1]*
[1]*Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Россия*
[2]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

На основе анализов изотопного состава углерода, состава и распределения углеводородов-биомаркеров нефтей и битумоидов из нефтематеринских пород мезозойских отложений западной части Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и северо-востока Западно-Сибирской плиты выделены две группы нефтей и битумоидов, генетически связанные с органическим веществом преимущественно сапропелевого типа (I группа) и преимущественно гумусового типа (II группа). Проведена генетическая корреляция нефтей и битумоидов. Определены возможные очаги генерации, участвовавшие в формировании залежей углеводородов.

Ключевые слова: Енисей-Хатангская нефтегазоносная область, углеводороды-биомаркеры, изотопный состав углерода, битумоиды, органическое вещество, нефть, генетическая типизация, корреляция

Для цитирования: Афанасенков А.П., Жеглова Т.П., Петров А.Л. (2019). Углеводороды-биомаркеры и изотопный состав углерода битумоидов и нефтей мезозойских отложений западной части Енисей-Хатангской нефтегазоносной области. Георесурсы, 21(1), с. 47-63. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.47-63

Введение

Изучение углеводородов-биомаркеров является приоритетным направлением в органической геохимии последних десятилетий. Состав и закономерности распределения этих углеводородов используются для определения фациально-генетического типа исходного органического вещества (ОВ), условий его накопления, преобразования в диагенезе и катагенезе. Эти исследования дают возможность не только коррелировать разделенные в пространстве скопления углеводородов, но и проводить достаточно корректные реконструкции облика и условий формирования материнских отложений, что в конечном счете позволяет определять очаги генерации углеводородов. Все это обуславливает актуальность биомаркерных исследований, являющихся важным и необходимым компонентом современного комплекса геолого-геохимических исследований с целью оценки перспектив нефтегазоносности и определения дальнейших направлений поиска и разведки залежей углеводородов.

Результаты выполненных в последние годы геохимических исследований нефтей и битумоидов мезозойских отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба и северо-востока Западно-Сибирской плиты, отражены в работах А.П. Афанасенкова (Афанасенков и др., 2015), И.В. Гончарова (Гончаров и др., 2010а, Гончаров и др., 2010б), М.В. Дахновой (Дахнова и др., 2009), Н.С. Ким (Ким, 2013), А.И. Ларичева (Ларичев и др., 2003), Ю.Ф. Филипцова (Филипцов и др., 2006), Е.Ф. Фурсенко (Фурсенко, 2016) и др. Выделение авторами генотипов ОВ и нефтей основывалось на совокупности биомаркерных параметров и изотопном составе углерода.

Дальнейшим направлением исследований в этом регионе является дополнительное изучение геохимических особенностей органического вещества и пластовых флюидов в пределах месторождений, изучение изменений их генезиса по площади и разрезу рассматриваемого региона, установление генетических связей нефть – исходное ОВ и определение очагов генерации уже открытых месторождений и залежей углеводородов (УВ).

Биомаркерные характеристики и генетическая типизация битумоидов

Выполнены исследования состава и закономерностей распределения углеводородов-биомаркеров 48 образцов автохтонных битумоидов, выделенных из потенциально нефтематеринских пород, залегающих в интервале глубин 2552,3-4015,5 м в западной части Енисей-Хатангской нефтегазоносной области (НГО) и прилегающих районах: скв. Дерябинская 5 и 6; Пеляткинская 15; Яковлевская 2; Турковская 1; Ушаковская 1; Пайяхская 1,4; Озерная 10, Горчинская 1; Сузунская 4 (Рис. 1). Стратиграфический диапазон распространения образцов охватывает преимущественно юрские отложения: яновстанскую (J_3-K_1jan) гольчихинскую (J_2-K_1gl), сиговскую (J_3sg), точинскую (J_{2-3}tc), малышевскую (J_2ml) и вымскую (J_2wm) свиты.

Комплекс выполненных исследований включал газохроматографический, хромато-масс-спектрометрический и изотопный анализы битумоидов. Все исследования выполнены во Всероссийском научно-исследовательском геологическом нефтяном институте (ВНИГНИ) по единым аттестованным методикам (Свидетельства об аттестации методик №223.0009/RA.RU.311866/2018; №224/2013-01.00115-2013).

Результаты геохимических исследований образуют значительные по объему массивы данных. Надежным способом для их комплексного обобщения является

* *Ответственный автор: Александр Леонидович Петров*
E-mail: a.petrov@vnigni.ru

© 2019 Коллектив авторов

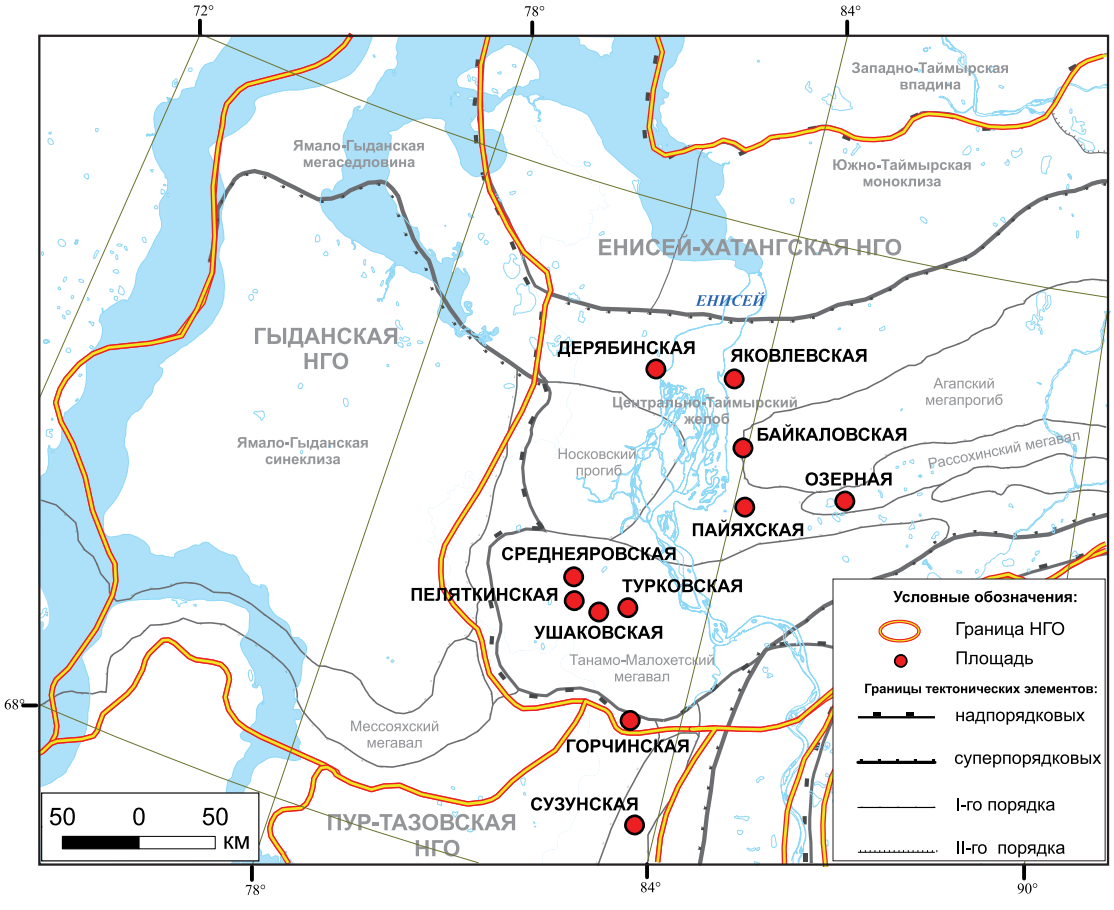


Рис. 1. Схема расположения площадей, из скважин которых отобраны образцы керна для геохимических исследований

использование методов математической статистики. Для генетической типизации битумоидов и нефтей применялся кластерный анализ.

В качестве исходных данных для анализа использовались изотопный состав углерода битумоидов и молекулярные параметры их углеводородного состава, отражающие генетический тип ОВ, геохимические условия его накопления, преобразования в диагенезе и катагенезе (Табл. 1). Мерой сходства изучаемых объектов служило евклидово расстояние, алгоритмом их объединения в кластеры – метод Уорда. Дендрограмма объединения изученных образцов в группы приведена на рисунке 2.

Согласно результатам кластерного анализа, изученные битумоиды подразделяются на две группы (кластера).

Сравнение параметров, использованных в кластерном анализе, позволило выявить основные различия между битумоидами выделенных групп.

Одной из основных характеристик, отличающей битумоиды **I**-ой группы от **II**-ой, является изотопный состав углерода (ИСУ). Битумоиды **I** группы, по сравнению со **II**-ой, существенно обогащены легким изотопом углерода (^{12}C); присущие им значения $\delta^{13}C$ меняются от -29,9 до -32,5 ‰. Значения $\delta^{13}C$ для битумоидов **II** группы колеблются в интервале от -25,2 до -27,4 ‰ (Табл. 1).

По составу и распределению н-алканов четких различий между битумоидами выделенных групп не выявлено, что показано на рисунке 3, на котором приведены хроматограммы насыщенных фракций типичных образцов битумоидов обеих групп.

Большинство битумоидов **I**-ой группы (за исключением образца из скв.5 Дерябинская, J_2-K_1gl, гл. 3026 м) характеризуются одномодальным распределением н-алканов с преобладанием относительно низкомолекулярных гомологов и максимумом на н-C_{15-17}. Такое распределение характерно для ОВ морского происхождения невысоких градаций катагенеза.

Образец из скв.5 Дерябинская (J_2-K_1gl, гл. 3026 м), отличающийся от большинства других в **I**-ой группе, характеризуется преобладанием средне-высокомолекулярных гомологов (н-C_{15}–н-C_{27}) без ярко выраженного максимума и нечетностью при н-C_{17}, н-C_{19}, н-C_{21}, н-C_{23}, н-$C_{25,}$ н-C_{27} (Рис. 3).

Похожими на образец из скв. 5 Дерябинская (J_2-K_1gl, гл. 3026 м) распределениями н-алканов характеризуется и большинство битумоидов **II**-ой группы из скважин: Озерная, 8 (J_3sg); Горчинская, 1 (J_2wm); Среднеяровская, 3 (J_2-K_1gl); Яковлевская, 2 (J_2-K_1gl); Турковская,1 (J_2-K_1gl, J_2ml); Ушаковская,1 (J_2ml); Дерябинская, 5 (J_2ml), отобранных в диапазоне глубин 3266,0-3495,8 м (Рис. 3). Такой профиль распределения н-алканов, как правило, свойственен ОВ наземного происхождения. Среди битумоидов **II**-ой группы выделяются два образца сиговской свиты из скважин Пайяхская,1 и Озерная,10, отобранные с глубин более 3500 м. Они характеризуются мономодальной кривой распределения н-алканов с максимумом на н-C_{15-16} и плавным снижением концентраций н-алканов по мере увеличения их молекулярного веса. Такое распределение, как было сказано выше, присуще ОВ морского генезиса невысоких градаций катагенеза, однако отмечается и в нефтях и битумоидах наземного происхождения, но высоких градаций катагенеза (Рис. 3).

Различия между битумоидами выделенных групп в

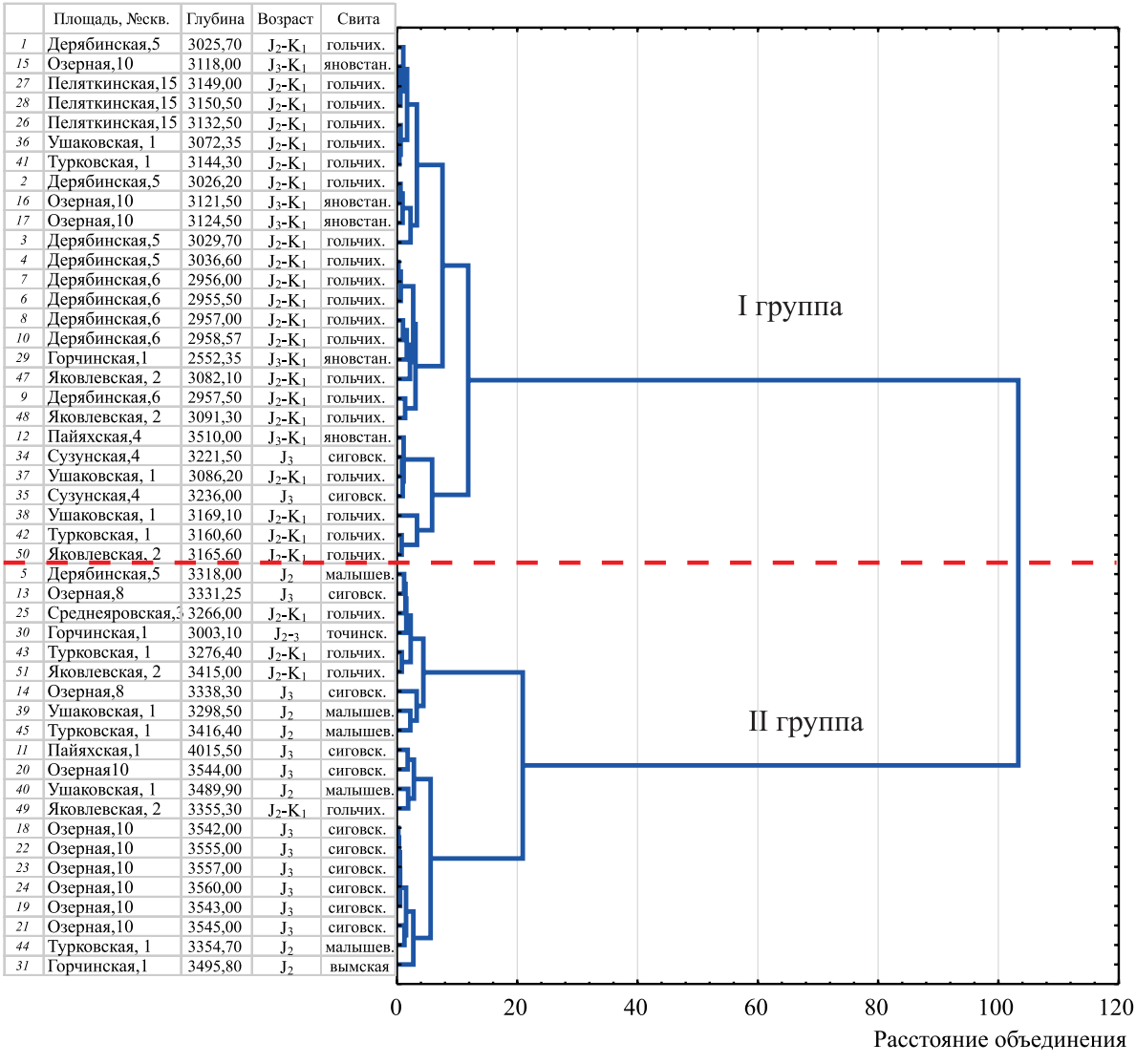


Рис. 2. Дендрограмма объединения битумоидов западной части Енисей-Хатангской НГО и сопредельных территорий в кластеры. Мера сходства между объектами – эвклидово расстояние. Алгоритм кластерного анализа – метод Уорда.

значениях отношения Pr/Ph не значительны. Так, в большинстве образцов **I**-ой группы величина этого отношения 1,79-3,66, а в образцах **II**-ой – 2,17-5,71 (Табл. 1).

Необходимо отметить, что в ряде образцов битумоидов **I**-ой группы (Дерябинская, скв.5, гл. 3036,6 м; Дерябинская, скв.6, гл. 2955,5-2958,6 м; Яковлевская, скв.2, гл. 3082,1-3355,3 м) зарегистрированы высокие относительные концентрации пристана (Pr/nC_{17}, табл. 1). Кроме того, в этих образцах явно выражено преобладание нечетных гомологов над четными в относительно высокомолекулярной области распределения н-алканов, что указывает на невысокую зрелость ОВ этих образцов[1]. Об этом же говорит наличие на хроматограммах отчетливых пиков полициклических нафтенов, свидетельствующих об их высоком содержании в этих битумоидах (Рис. 3).

Несмотря на отсутствие ярко выраженных различий в характере распределения н-алканов и ациклических изопреноидов в битумоидах **I** и **II** групп[2], они явно разнятся по распределению полициклических нафтенов (стеранов, три-, тетра- и пентациклических тритерпанов), что хорошо видно на масс-хроматограммах по основным фрагментарным ионам (m/z 218 и m/z 191) (Рис. 4).

Так, в составе полицикланов большинства битумоидов **I** группы, по сравнению со **II**-ой, существенно выше доля стерановых углеводородов. Битумоиды **II** группы, наоборот, характеризуются резким преобладанием пентациклических тритерпанов, поэтому значения отношения STER/PENT для большинства из них существенно ниже, чем в образцах **I**-ой группы. Исключение представляют три образца из скважин: Пайяхская пл., 1, J_3sg, гл. 4015,5 м; Озерная пл., 10, J_3sg, гл. 3544,0 м; Горчинская, пл., 1, J_2wm, гл. 3495,8 м) (Табл. 1, рис. 5).

Одним из важнейших генетических признаков, отличающим битумоиды **I**-ой группы от **II**-ой, является распределение в них стерановых углеводородов. Образцы **I**-ой группы характеризуются примерно равным содержанием C_{27}, C_{28}, C_{29} стеранов. В битумоидах **II**-ой группы резко преобладают C_{29} гомологи как среди биоэпимеров ааа-стеранов, так и среди изостеранов (Табл. 1, рис. 6).

[1] *Следует также учитывать, что повышенное содержание пристана в битумоидах может быть обусловлено генетическими особенностями ОВ этих отложений – наличием специфических форм биопродуцентов с повышенным содержанием пристана в исходной биомассе, например, зоопланктона и/или биомассы бактерий (Серебренникова и др., 2012).*

[2] *Ранее это отмечалось для битумоидов ЕХРП в работах Ким Н.С. и Родченко А.П. (Ким, Родченко, 2013).*

Группа	№ обр.	Площадь	Скв.	Глубина, м	Возраст	Свита	$\delta^{13}C$, ‰ (PDB)	Pr/Ph	Pr/nC_{17}	Ph/nC_{18}	TRICYC	PENT	STER	C29SSR	C29BBAA	∑C29BB/C29R	C27BBST	C28BBST	C29BBST	C29S/R	C29BB/AA	MOR/HOP	hC35/hC34	STER/PENT	HOP/C29SR	C30*/NEO
I	1	Дерябинская	5	3025,70	J_2-K_1	гольчих.	-32,5	2,14	0,99	0,54	9,8	61,3	28,9	0,37	0,37	0,93	0,32	0,31	0,37	0,59	0,60	0,23	0,57	0,47	1,71	0,13
	15	Озерная	10	3118,00	J_3-K_1	яновстан.	-31,8	2,43	0,94	0,45	11,2	54,5	34,3	0,48	0,47	1,56	0,32	0,28	0,40	0,93	0,89	0,13	0,62	0,63	1,85	0,32
	27	Пеляткинская	15	3149,00	J_2-K_1	гольчих.	-31,8	2,04	1,02	0,64	4,5	58,7	36,8	0,44	0,37	1,20	0,33	0,30	0,37	0,79	0,59	0,15	0,59	0,63	1,94	0,32
	28	Пеляткинская	15	3150,50	J_2-K_1	гольчих.	-31,6	2,08	1,02	0,62	3,2	56,3	40,5	0,43	0,38	1,22	0,31	0,30	0,39	0,76	0,61	0,15	0,53	0,72	1,62	0,60
	26	Пеляткинская	15	3132,50	J_2-K_1	гольчих.	-31,5	2,10	1,14	0,69	4,4	63,2	32,4	0,46	0,39	1,27	0,33	0,29	0,38	0,86	0,63	0,17	0,55	0,51	2,33	0,43
	36	Ушаковская	1	3072,35	J_2-K_1	гольчих.	-31,6	2,29	1,21	0,65	5,3	60,5	34,1	0,54	0,49	1,66	0,35	0,32	0,33	1,15	0,95	0,14	0,49	0,56	2,26	0,40
	41	Турковская	1	3144,30	J_2-K_1	гольчих.	-31,3	2,14	1,10	0,57	9,2	59,1	31,7	0,57	0,53	2,08	0,37	0,29	0,34	1,33	1,13	0,18	0,48	0,54	2,31	0,59
	2	Дерябинская	5	3026,20	J_2-K_1	гольчих.	-32,4	2,11	0,93	0,46	8,6	69,0	22,4	0,38	0,41	1,07	0,33	0,30	0,37	0,61	0,70	0,25	0,49	0,32	2,56	0,23
	16	Озерная	10	3121,50	J_3-K_1	яновстан.	-32,1	2,55	0,84	0,36	12,4	63,4	24,2	0,48	0,48	1,62	0,32	0,28	0,40	0,93	0,94	0,14	0,44	0,38	2,54	0,27
	17	Озерная	10	3124,50	J_3-K_1	яновстан.	-31,9	2,44	0,93	0,46	9,0	71,0	20,0	0,48	0,50	1,68	0,31	0,28	0,41	0,93	1,00	0,18	0,44	0,28	3,20	0,43
	3	Дерябинская	5	3029,70	J_2-K_1	гольчих.	-31,5	3,19	1,36	0,49	7,7	70,8	21,5	0,42	0,44	1,16	0,34	0,27	0,39	0,73	0,80	0,18	0,47	0,30	4,05	0,22
	4	Дерябинская	5	3036,60	J_2-K_1	гольчих.	-32,0	2,55	1,97	0,90	8,3	68,2	23,5	0,42	0,42	1,09	0,31	0,30	0,39	0,73	0,72	0,24	0,46	0,34	2,33	0,26
	7	Дерябинская	6	2956,00	J_2-K_1	гольчих.	-32,1	2,60	1,95	0,92	8,8	68,2	23,0	0,30	0,29	0,56	0,33	0,31	0,36	0,43	0,41	0,22	0,46	0,34	2,15	0,20
	6	Дерябинская	6	2955,50	J_2-K_1	гольчих.	-32,3	2,91	2,18	0,94	6,5	71,0	22,5	0,30	0,31	0,59	0,31	0,32	0,38	0,43	0,46	0,21	0,48	0,32	2,11	0,16
	8	Дерябинская	6	2957,00	J_2-K_1	гольчих.	-32,0	1,92	2,69	1,13	7,7	65,7	26,7	0,30	0,28	0,53	0,30	0,34	0,36	0,43	0,39	0,28	0,46	0,41	1,74	0,20
	10	Дерябинская	6	2958,57	J_2-K_1	гольчих.	-31,7	2,67	2,30	1,00	7,1	62,9	30,0	0,29	0,28	0,52	0,30	0,34	0,36	0,42	0,38	0,31	0,48	0,48	1,29	0,13
	29	Горчинская	1	2552,35	J_3-K_1	яновстан.	-31,9	1,79	1,53	1,06	2,9	50,7	46,4	0,29	0,22	0,49	0,30	0,30	0,40	0,40	0,28	0,25	0,60	0,92	0,89	0,30
	47	Яковлевская	2	3082,10	J_2-K_1	гольчих.	-31,5	2,93	2,87	1,35	6,4	53,4	40,1	0,36	0,31	0,65	0,37	0,31	0,32	0,55	0,44	0,31	0,65	0,75	1,01	0,46
	9	Дерябинская	6	2957,50	J_2-K_1	гольчих.	-31,3	3,48	2,38	0,86	7,8	64,9	27,4	0,30	0,29	0,55	0,28	0,38	0,35	0,42	0,41	0,23	0,50	0,42	1,95	0,07
	48	Яковлевская	2	3091,30	J_2-K_1	гольчих.	-31,0	3,66	3,27	1,08	8,5	59,5	32,0	0,36	0,29	0,61	0,37	0,29	0,34	0,57	0,41	0,39	0,56	0,54	1,16	0,47
	12	Пайяхская	4	3510,00	J_3-K_1	яновстан.	-30,4	1,81	0,72	0,48	6,8	55,2	38,0	0,46	0,52	2,03	0,33	0,32	0,35	0,84	1,10	0,12	0,72	0,69	1,85	0,55
	34	Сузунская	4	3221,50	J_3	сиговск.	-30,0	2,73	1,00	0,39	5,2	59,1	35,7	0,42	0,35	0,89	0,34	0,23	0,44	0,73	0,53	0,29	0,56	0,60	1,51	0,35
	37	Ушаковская	1	3086,20	J_2-K_1	гольчих.	-30,0	2,35	0,90	0,50	7,2	61,0	31,8	0,58	0,54	2,02	0,36	0,28	0,36	1,38	1,16	0,19	0,44	0,52	1,90	0,60
	35	Сузунская	4	3236,00	J_3	сиговск.	-29,9	2,19	1,43	0,86	5,3	55,3	39,4	0,39	0,29	0,76	0,33	0,29	0,38	0,64	0,41	0,28	0,80	0,71	1,41	0,29
	38	Ушаковская	1	3169,10	J_2-K_1	гольчих.	-29,9	3,01	1,02	0,42	6,5	67,8	25,7	0,38	0,58	2,82	0,40	0,24	0,36	0,60	1,39	0,12	0,47	0,38	5,72	0,45
	42	Турковская	1	3160,60	J_2-K_1	гольчих.	-29,1	3,03	1,17	0,45	5,8	67,1	27,1	0,55	0,58	2,34	0,38	0,22	0,40	1,23	1,36	0,16	0,41	0,40	3,50	0,76
	50	Яковлевская	2	3165,60	J_2-K_1	гольчих.	-29,1	2,76	0,91	0,39	10,1	62,9	27,1	0,56	0,57	2,22	0,40	0,22	0,38	1,25	1,32	0,18	0,50	0,43	2,84	0,62
II	5	Дерябинская	5	3318,00	J_2	малышев.	-25,9	2,71	0,99	0,36	7,6	82,7	9,7	0,42	0,54	1,64	0,19	0,22	0,59	0,72	1,19	0,22	0,40	0,12	6,53	1,09
	13	Озерная	8	3331,25	J_3	сиговск.	-26,6	2,97	0,73	0,28	5,3	81,9	12,8	0,45	0,59	2,27	0,21	0,21	0,57	0,82	1,44	0,17	0,54	0,16	5,66	1,30
	25	Среднеяровск.	3	3266,00	J_2-K_1	гольчих.	-25,8	3,46	0,99	0,32	4,9	82,0	13,1	0,42	0,46	1,62	0,21	0,29	0,50	0,74	0,86	0,17	0,48	0,16	5,60	0,43
	30	Горчинская	1	3003,10	J_{2-3}	точинск.	-26,4	3,62	0,81	0,25	5,3	84,4	10,3	0,46	0,55	2,23	0,23	0,22	0,54	0,84	1,23	0,16	0,55	0,12	6,93	0,72
	43	Турковская	1	3276,40	J_2-K_1	гольчих.	-25,9	4,20	0,60	0,19	8,8	79,1	12,1	0,52	0,59	2,44	0,29	0,21	0,50	1,07	1,41	0,17	0,4	0,15	6,09	0,99
	51	Яковлевская	2	3415,00	J_2-K_1	гольчих.	-26,3	4,71	1,02	0,27	8,5	80,7	10,9	0,55	0,56	2,10	0,30	0,22	0,48	1,21	1,26	0,23	0,50	0,13	5,93	1,07
	14	Озерная	8	3338,30	J_3	сиговск.	-27,4	2,69	0,54	0,21	7,3	83,3	9,4	0,46	0,64	2,66	0,22	0,21	0,57	0,85	1,77	0,19	0,47	0,11	7,89	1,23
	39	Ушаковская	1	3298,50	J_2	малышев.	-25,4	4,65	1,12	0,25	6,7	79,7	13,6	0,49	0,63	2,97	0,18	0,23	0,58	0,95	1,69	0,11	0,46	0,17	7,95	1,30
	45	Турковская	1	3416,40	J_2	малышев.	-27,1	5,71	0,47	0,10	7,8	83,3	8,9	0,58	0,56	2,32	0,18	0,20	0,62	1,40	1,27	0,14	0,45	0,11	7,34	1,66
	11	Пайяхская	1	4015,50	J_3	сиговск.	-25,3	3,09	0,78	0,29	12,0	43,8	44,2	0,48	0,54	2,25	0,26	0,32	0,42	0,93	1,17	0,19	0,68	1,01	1,06	1,78
	20	Озерная	10	3544,00	J_3	сиговск.	-25,2	3,39	0,94	0,31	12,7	62,6	24,7	0,47	0,63	2,83	0,19	0,21	0,60	0,90	1,67	0,15	0,42	0,40	2,33	2,78
	40	Ушаковская	1	3489,90	J_2	малышев.	-25,7	2,84	1,28	0,45	7,2	78,9	13,9	0,6	0,60	2,70	0,17	0,24	0,60	1,51	1,51	0,20	0,6	0,18	3,17	0,87
	49	Яковлевская	2	3355,30	J_2-K_1	гольчих.	-25,8	4,48	1,57	0,37	6,7	77,1	16,2	0,48	0,41	1,17	0,31	0,26	0,43	0,92	0,69	0,40	0,5	0,21	2,64	1,47
	18	Озерная	10	3542,00	J_3	сиговск.	-25,3	3,54	0,99	0,31	9,8	76,2	14,0	0,46	0,62	2,53	0,21	0,22	0,58	0,86	1,60	0,23	0,46	0,18	3,70	2,01
	22	Озерная	10	3555,00	J_3	сиговск.	-25,3	3,43	0,96	0,30	7,9	76,4	15,8	0,43	0,59	2,34	0,18	0,21	0,62	0,74	1,43	0,14	0,59	0,21	3,82	1,94
	23	Озерная	10	3557,00	J_3	сиговск.	-25,3	3,60	0,79	0,24	8,2	76,3	15,4	0,45	0,62	2,68	0,20	0,20	0,60	0,83	1,62	0,17	0,55	0,20	3,89	2,11
	24	Озерная	10	3560,00	J_3	сиговск.	-25,3	3,46	0,92	0,29	8,1	76,2	15,7	0,45	0,62	2,67	0,17	0,21	0,62	0,82	1,62	0,10	0,62	0,21	3,89	2,38
	19	Озерная	10	3543,00	J_3	сиговск.	-25,5	3,67	1,05	0,32	8,8	74,3	17,0	0,45	0,62	2,56	0,20	0,10	0,70	0,83	1,64	0,17	0,58	0,23	3,68	2,08
	21	Озерная	10	3545,00	J_3	сиговск.	-25,4	3,01	0,95	0,35	8,9	80,8	10,3	0,44	0,61	2,56	0,15	0,21	0,64	0,77	1,57	0,21	0,68	0,13	4,38	2,60
	44	Турковская	1	3354,70	J_2	малышев.	-25,2	3,50	0,99	0,29	5,6	77,0	17,4	0,55	0,61	2,71	0,20	0,23	0,57	1,22	1,55	0,15	0,52	0,23	4,58	1,54
	31	Горчинская	1	3495,80	J_2	вымская	-26,0	2,17	0,54	0,24	6,0	65,2	28,8	0,41	0,50	1,86	0,19	0,23	0,57	0,69	0,99	0,25	0,83	0,44	4,65	1,45

Табл. 1. Изотопный состав углерода и биомаркерные параметры состава битумоидов западной части Енисей-Хатангской НГО и сопредельных территорий. Pr/Ph – пристан/фитан; Pr/n-C_{17} – пристан/н-C_{17}; Ph/n-C_{18} фитан/ н-C_{18}; TRICYC – 100x∑Трицикланы/∑Трицикланы+∑Пентацикланы+/∑Стераны; PENT–100x∑Пентацикланы/∑Трицикланы+∑Пентацикланы+ /∑Стераны; STER – 100x∑Стераны//∑Трицикланы+∑Пентацикланы+ /∑Стераны; C27BBST – C_{27}αββ(20R+20S)/(C_{27}αββ(20R+20S)+C_{28}αββ(20R+20S)+C_{29}αββ(20R+20S)стераны; C28BBST – C_{28}αββ(20R+20S)/(C_{27}αββ(20R+20S)+C_{28}αββ(20R+20S)+C_{29}αββ(20R+20S)стераны; C29BBST – C_{29}αββ(20R+20S)/(C_{27}αββ(20R+20S)+C_{28}αββ(20R+20S)+C_{29}αββ(20R+20S)стераны; C29SSR – C_{29}ааа 20Sстеран/(C_{29}ааа 20Sстеран + C_{29}ааа 20Rстеран); C29BBAA – C_{29}αββ20Rстеран/(C_{29}αββ 20Rстеран +C_{29}ааа 20Rстеран); ∑C29BB/C29R – C_{29}αββ(20R+20S)стеран/C_{29}ааа 20Rстеран; C29S/R – C_{29}ааа20Sстеран/C_{29}ааа20Rстеран; C29BB/AA – C_{29} αββ20Rстеран/C_{29}ааа 20Rстеран; MOR/HOP – (C_{29} 17β 21α-норморетан+C_{30} 17β 21α-моретан)/(C_{29}норгопан + C_{30}гопан); hC35/hC34 – C_{35} (22S +22R) гомогопан/C_{34} (22S+22R) гомогопан; STEP/PENT – Σстераны/Σпентациклические тритерпаны; HOP/C29ST – C_{30}гопан/C_{29}ааа (20S +20R) стераны + C_{29}αββ (20S +22R) стераны; C30*/NEO– C_{30} 17α-диагопан/C_{29}18α-норнеогопан. * – элипсами отмечены параметры, используемые в кластерном анализе.*

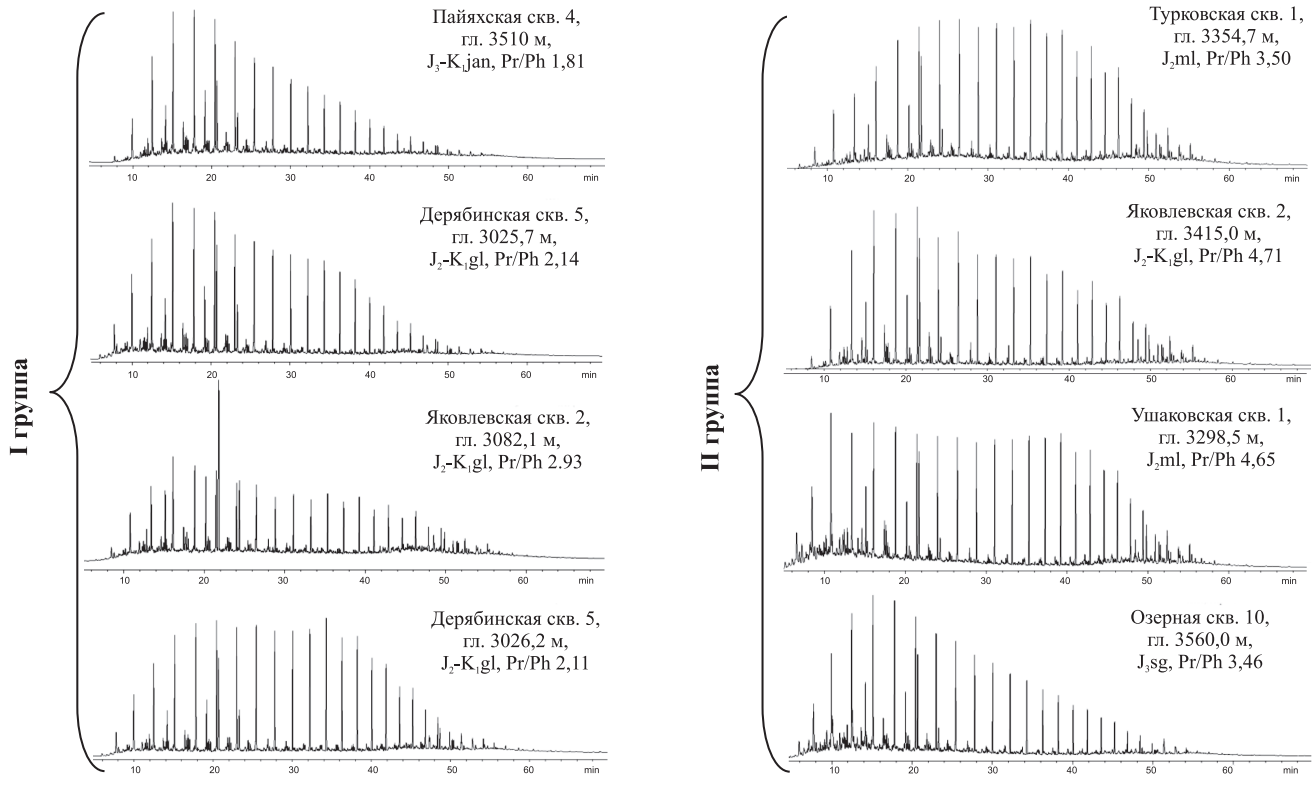


Рис. 3. Хроматограммы насыщенных фракций битумоидов выделенных групп западной части Енисей-Хатангской НГО и сопредельных территорий

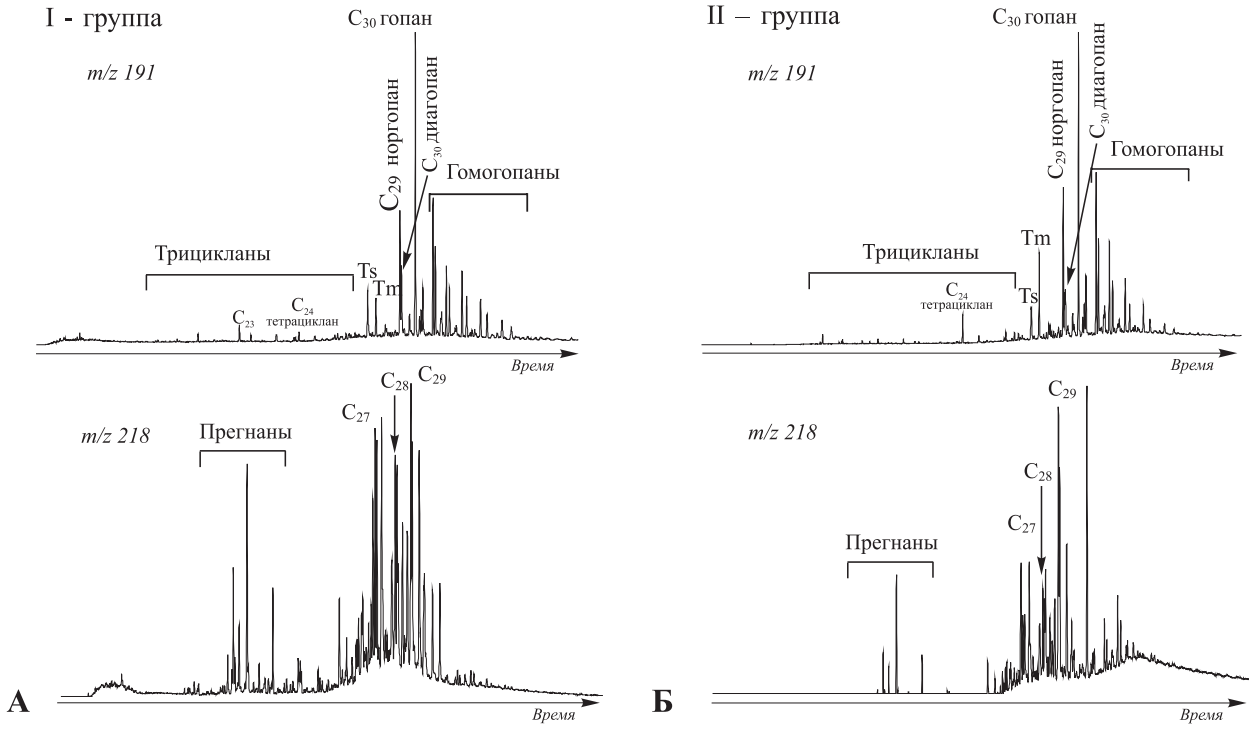


Рис. 4. Типичные масс-хроматограммы тритерпановых (m/z191) и изостерановых (m/z 218) углеводородов насыщенных фракций битумоидов из образцов пород Дерябинской пл., скв.5. А – J_2-K_1 (гольчихинская свита), гл.3025 м, Б – J_2 (малышевская свита), гл.3318 м.

Из-за крайне низких концентраций трициклических тритерпанов (особенно в битумоидах **II**-ой группы) параметры, отражающие их распределение, не использовались для диагностики типа ОВ.

Таким образом, рассмотренные выше различия в составе и распределении полициклических углеводородов-биомаркеров свидетельствуют о разном типе ОВ битумоидов выделенных групп: преимущественно сапропелевом (планктонно-бактериогенное) битумоидов **I**-ой и преимущественно гумусовом (липиды высших наземных растений) в образцах **II**-ой.

Дополнительным признаком преимущественно гумусового типа ОВ битумоидов **II**-ой группы может служить повышенное содержание в них C_{24} тетрациклана относительно C_{23} и C_{26} трицикланов, визуально фиксируемое на масс-хроматограммах (Рис. 4).

В битумоидах и **I**, и **II** групп зафиксированы повышенные значения отношения Pr/Ph (>2), низкие значения

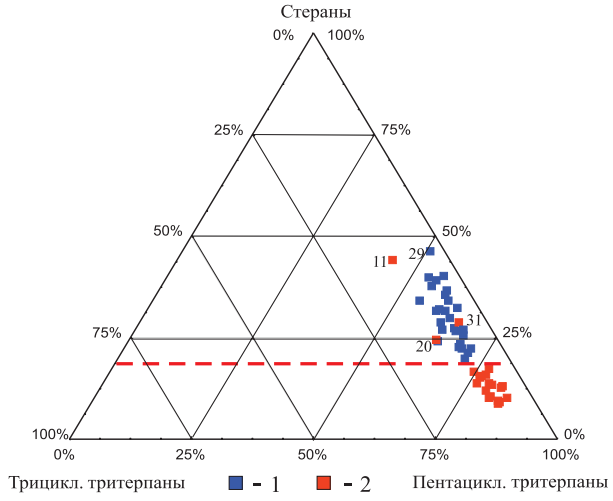


Рис. 5. Диаграмма относительного содержания стеранов, три- и пентациклических тритерпанов в битумоидах выделенных групп западной части Енисей-Хатангской НГО и сопредельных территорий. 1 – битумоиды I группы, 2 – битумоиды II группы. Цифры соответствуют номерам образцов в табл. 1.

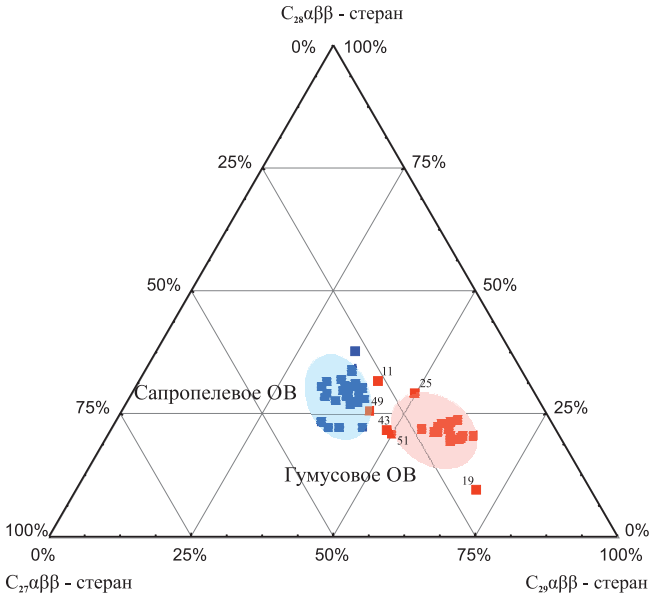


Рис. 6. Диаграмма относительного распределения C_{27}-C_{29} изостеранов в битумоидах выделенных групп западной части Енисей-Хатангской НГО и сопредельных территорий. Условные обозначения см. на рис. 5.

отношения гомогопанового индекса hC35/hC34 (<1), а также присутствие в них диагопана C30*, что указывает на субокислительные условия седиментации и раннего диагенеза ОВ битумоидов обеих групп (Табл. 1). Однако более высокие значения отношения Pr/Ph и более высокое относительное содержание диагопана C30*(C30*/NEO) в битумоидах **II** группы свидетельствуют о более интенсивных окислительных преобразованиях ОВ этих образцов, по сравнению с ОВ битумоидов **I**-ой группы (Табл. 1). Различия в осадочной обстановке накопления ОВ битумоидов обеих групп отчетливо видны на диаграмме Кеннона-Кессоу, характеризующей условия накопления ОВ, его тип и зрелость (Рис. 7).

Таким образом, среди изученных битумоидов средне-верхнеюрских нефтематеринских пород западной части Енисей-Хатангской НГО и северо-востока Западно-Сибирской плиты выделяются две генетические группы,

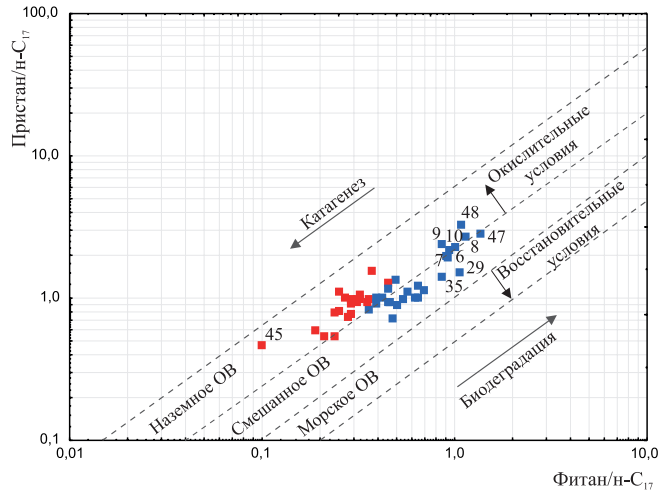


Рис. 7. Диаграмма Кеннона-Кессоу для битумоидов Енисей-Хатангской НГО и прилегающих территорий, отражающая тип ОВ, фациальные условия его накопления и степень катагенеза. Условные обозначения см. на рис. 5.

причем наиболее четкое разделение на группы отмечается по составу полициклических нафтенов (STER/PENT), распределению стерановых углеводородов (C_{27}: C_{28}:C_{29} αββ-стераны) и изотопному составу углерода, что хорошо видно на рисунке 8.

В **I**-ой группе, представленной образцами из верхней юры (гольчихинская, яновстанская свиты Енисей-Хатангской НГО, сиговская свита Сузунско-Ванкорского вала Пур-Тазовской НГО), отобранными, по большей части, в интервале глубин 2552,35-3169,10 м, состав и распределение полициклических углеводородов-биомаркеров и изотопный состав углерода указывают на преимущественно сапропелевый тип ОВ (липидный комплекс планктонно-бактериального вещества) в этих отложениях. Условия седиментации и раннего диагенеза ОВ битумоидов **I**-ой группы – субокислительные.

Зрелость образцов **I**-ой группы, определяемая по биомаркерным параметрам, зависит от глубины их залегания. Так, согласно полученным значениям стерановых параметров термической зрелости (Табл. 1, C_{29}SSR, C_{29}BBAA, $\sum C_{29}$BB/C_{29}R, C_{29}S/R, C_{29}BB/AA) битумоиды, приуроченные к глубинам 2552,35-3000,00 м, менее зрелые, по сравнению с битумоидами из образцов пород с глубин больше 3000 м. Самой большой зрелостью характеризуется приуроченный к наибольшей глубине (3510,0 м) образец из отложений яновстанской свиты скв. Пайяхская, 4.

Оценка катагенеза ОВ верхнеюрских отложений этого района по биомаркерным параметрам согласуется с зональностью катагенеза, определенного с помощью углепетрографического метода (Ким, Родченко, 2013; Фомин и др., 2010).

Состав и распределение углеводородов-биомаркеров и изотопный состав углерода в битумоидах **II**-ой группы, представленной образцами из средне-верхнеюрских отложений (вымская, малышевская, точинская, сиговская свиты и отдельные интервалы гольчихинской свиты), указывают на существенный вклад в ОВ этих отложений липидов высшей наземной растительности. Седиментация и ранний диагенез ОВ битумоидов **II**-ой группы протекали в более окислительных условиях, по сравнению с **I**-ой группой.

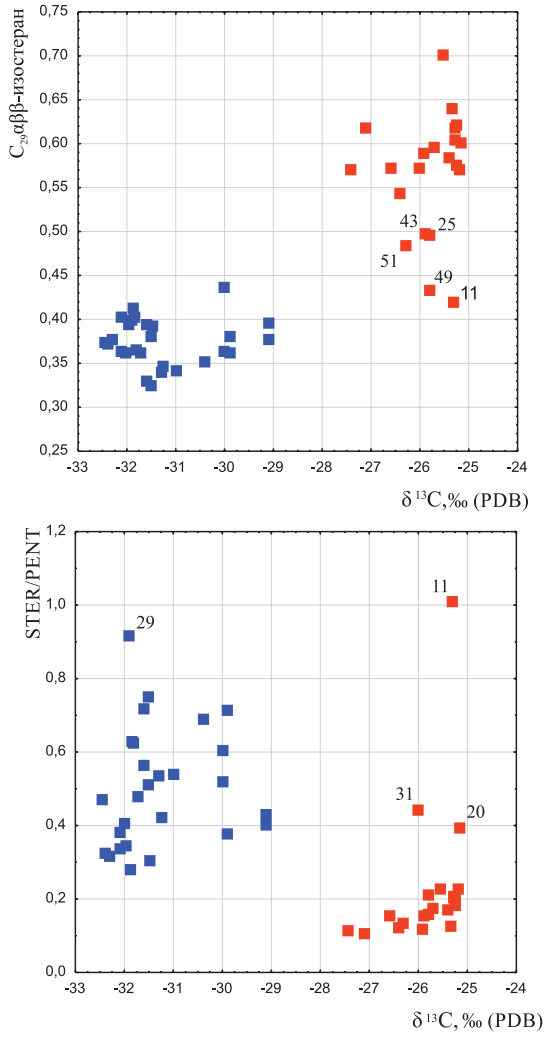


Рис. 8. Корреляция битумоидов западной части Енисей-Хатангской НГО и прилегающих территорий по биомаркерным параметрам и изотопному составу углерода. Условные обозначения см. на рис. 5.

Значения, перечисленных выше стерановых параметров термической зрелости (Табл. 1), указывают на бóльшую зрелость битумоидов **II**-ой группы, по сравнению с **I**-ой. При этом наибольшей зрелостью характеризуются сиговские образцы из скв. Пайяхская, 1 (гл. 4015,5 м) и Озерная, 10 (гл. 3544,0 м), а также вымский – из скв. Горчинская,1 (гл. 3495,8 м).

Помимо стерановых параметров термической зрелости на высокий катагенез ОВ пород сиговской и вымской свит в интервале глубин 3495,8-4015,5 м указывают профиль распределения в образцах из этих свит н-алканов с одним низкомолекулярным максимумом (Рис. 3, обр. Озерная, 10), а также повышенное содержание в них стерановых углеводородов, возрастающее при высоком катагенезе за счет остаточного накопления в результате бóльшей скорости деструкции пентациклических тритерпанов, чем стеранов (Van Graas, 1990).

В целом, согласно выполненным изотопным и биомаркерным исследованиям, ОВ средне-верхнеюрских отложений западной части Енисей-Хатангской НГО и северо-востока Западно-Сибирской плиты имеет смешанный состав. В отложениях яновстанской свиты на глубинах 2552,4 м (Горчинская, скв.1), 3118,0-3124,5 м (Озерная, скв.10) и 3510,0 м (Пайяхская, скв.4) доминирует ОВ с высоким содержанием сапропелевой составляющей, накапливавшееся в мелководно-морских и прибрежно-морских зонах в субокислительных условиях при небольших поступлениях аллохтонного гумусового материала.

Гольчихинская свита неоднородна по типу ОВ. В верхней части разреза свиты на глубинах 2955,5-2958,6 м (Дерябинская, скв.6), 3025,7-3036,6 м (Дерябинская, скв.5), 3072,4-3169,1 м (Ушаковская, скв.1), 3144,3-3160,6 м (Турковская, скв.1), 3082,1-3165,6 м (Яковлевская, скв.2) в составе ОВ преобладает сапропелевая составляющая. По изотопным и биомаркерным характеристикам ОВ этих интервалов разреза гольчихинской свиты не отличается от ОВ яновстанской свиты (Табл. 1).

В составе ОВ нижней части разреза гольчихинской свиты на глубинах 3266,0 м (Среднеяровская, скв.3), 3276,4 м (Турковская, скв.1) и 3355,3-3415,0 м (Яковлевская, скв. 2) зафиксированы высокие содержания гумусовой составляющей (воска высших наземных растений). По изотопным и биомаркерным параметрам ОВ этой части разреза гольчихинской свиты похоже на ОВ точинской и сиговской свит. Не отличается оно и от ОВ среднеюрских нефтематеринских толщ (вымская, малышевская свиты). ОВ этих свит накапливалось в более окислительной обстановке, чем ОВ яновстанской свиты.

Сиговская свита Пур-Тазовской НГО в интервале глубин 3221,5-3236,0 м (Сузунская площадь, скв.4) содержит ОВ сапропелевого типа.

На основании вышеизложенного можно заключить, что полученные результаты исследований изотопного состава углерода и детального состава углеводородов-биомаркеров в образцах битумоидов западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и северо-востока Западно-Сибирской плиты позволяют выделить в разрезе гольчихинской свиты интервалы, отнесенные к стратиграфическим аналогами яновстанской, сиговской и точинской свит.

Биомаркерные параметры термической зрелости ОВ изученной территории подтверждают, установленную ранее на основании определения отражательной способности витринита и пиролитических данных, глубинную зональность катагенеза ОВ юрско-меловых отложений на западе Енисей-Хатангского регионального прогиба (Филипцов и др., 2006; Болдушевская и др., 2002; Филипцов и др., 1998; Фомин, 2011).

По биомаркерным параметрам термической зрелости преимущественно гумусовое ОВ средне-верхнеюрских отложений вымской, малышевской, точинской и сиговской и нижней части гольчихинской свит характеризуется бóльшей зрелостью, чем сапропелевое ОВ яновстанской и верхней части гольчихинской свит.

Биомаркерные характеристики и генетическая типизация нефтей

Коллекция изученных нефтей включает 37 проб из 16 месторождений, залегающих в широком интервале глубин 847-3735 м в стратиграфическом диапазоне отложений от байосского яруса средней юры до сеноманского яруса верхнего мела. При этом большинство нефтей приурочено к нижнемеловым отложениям.

Изученные нефти сильно различаются по плотности, зависящей по большей части от глубины их залегания.

Так, на глубине 847-1680 м в апт-альб-сеноманских отложениях присутствуют очень тяжелые нефти (≥900 кг/м^3). К их числу относятся нефти Средне-Мессояхского, скв.24 (897-906 м), Восточно-Мессояхского, скв.46 и 58 (847-893 м) месторождений, Антипаютинского, скв. 5 (1002-1007 м) и Геофизического, скв.59 (1406-1414 м) месторождений. К тяжелым относятся также нефти из неглубоко залегающих отложений баррема Тагульского, скв.10, Лодочного, скв.5 (K_1mch; гл. 1849-1854 м) и Ванкорского, скв.6 (K_1mch; гл. 1640-1643 м) месторождений. Большинство нефтей в нижележащих меловых (берриасс-баррем) и юрских отложениях на глубинах 2250-3735 м по плотности относятся к категории средних и легких. Исключением являются нефти из нижнехетской свиты Байкаловского (скв.4, гл. 2782-2799 м) и Сузунского (скв.4, гл. 2787-2792 м) месторождений, которые по плотности (883-884 кг/м^3) относятся к категории тяжелых.

Все изученные нефти (и нижнемеловые и юрские) по содержанию серы относятся к классу малосернистых (<0,3%).

При проведении генетической типизации нефтей осложняющим фактором являются вторичные процессы, изменяющие их первоначальный облик. Наиболее распространённый из них – процесс микробиологического окисления углеводородов, в результате которого возможно постепенное изменение углеводородного состава нефти, что существенно сказывается на её физико-химических свойствах.

Изменения в составе н-алканов и ациклических изопреноидов под влиянием биодеградации проиллюстрированы на примере нефракционированных нефтей Восточно-Мессояхского месторождения (скв. 46 и 58), хроматограммы которых приведены на рис. 9. Как видно на рисунке, признаки биодеградации фиксируются в нефтях, залегающих в широком интервале глубин 872-2332 м. При этом с ростом глубины залегания интенсивность биодеградации уменьшается. На глубинах более 2700 м признаков биодеградации нефтей уже не выявлено.

В исследованной коллекции, кроме рассмотренных выше сеноманских (пласты ПК 1-3) нефтей *Восточно-Мессояхского* месторождения, интенсивной биодеградации подверглись нефти *Средне-Мессояхского* и *Антипаютинского* месторождений из отложений альб-сеномана, залегающие на небольших глубинах (≤1000 м). В них полностью разрушены н-алканы и ациклические изопреноиды. Более того, микробиально окислены не только алкановые, но и гопановые углеводороды, поскольку, наряду с регулярными 17α(H), 21β(H)-гопанами, в этих нефтях найдены в относительно высоких концентрациях C_{27}-C_{32} деметилированные гопаны (25-норгопаны). Образование гомологического ряда этих углеводородов до последнего времени рассматривалось исключительно в качестве признака высоких стадий биодеградации нефтей (Peters et al., 1996)[3]. Присутствие деметилированных (25нор) гопановых структур установлено по масс-хроматограммам с m/z177 и показано на примере сеноманской нефти Восточно-Мессояхского месторождения, скв.58 (Рис. 10).

К умеренно биодеградированным в коллекции относятся нефти из следующих месторождений: *Лодочного, скв. 5* (K_1b-v; гл. 2755-2806 м) и *Восточно-Лодочного, скв.1* (K_1b-v; гл. 2732-2736 м); *Восточно-Мессояхского, скв. 46 и 58*, залегающие в стратиграфическом диапазоне от K_1g до K_1br на глубинах от 1913 до 2031 м. В большинстве проб этих нефтей н-алканы полностью окислены, ациклические изопреноиды присутствуют и, иногда, в значительных концентрациях.

Нефти, в которых н-алканы присутствуют, но определенная часть их окислена микроорганизмами, относятся к слабо биодеградированным. К этой категории причисляются нефти следующих месторождений: *Байкаловского, скв.1* (K_1 nch; гл. 2742-2751 м и 2772-2782 м); *Соленинского, скв.8* (K_1 sd; гл. 2408-2415 м) и *Восточно-Мессояхского, скв. 46, 58* и *Р-33*, залегающие в стратиграфическом диапазоне от K_1g до K_1v на глубинах 2144-2332 м.

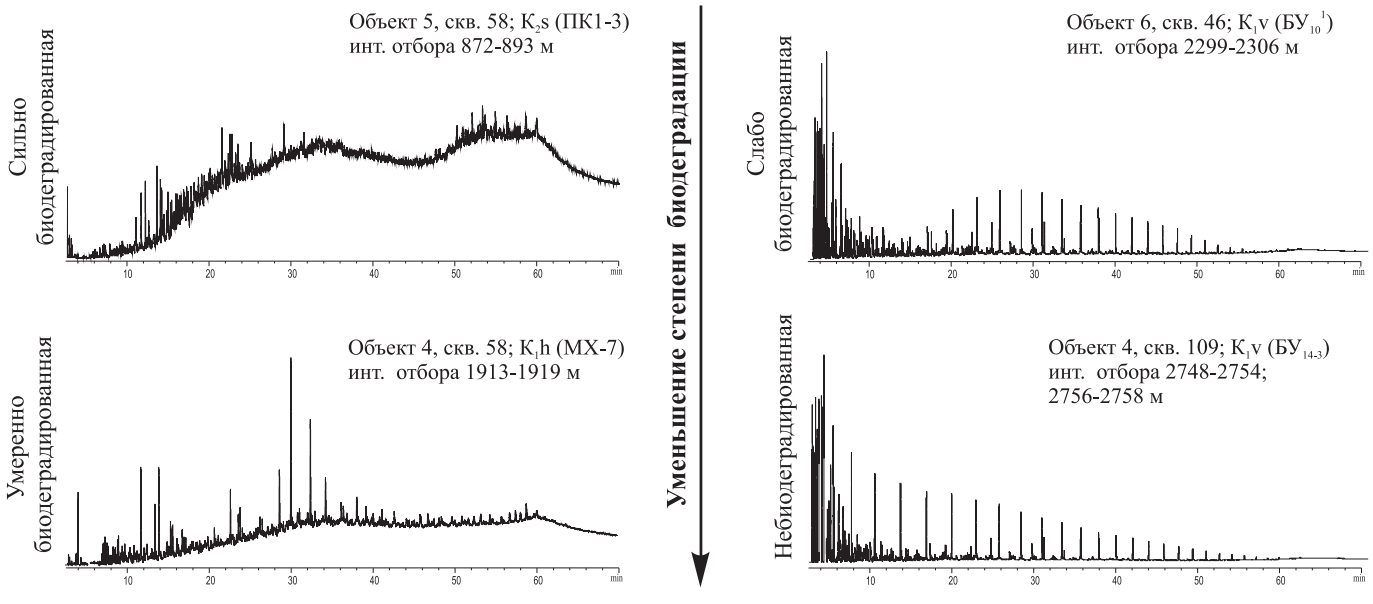


Рис. 9. Изменение состава н-алканов и ациклических изопреноидов нефтей западной части Енисей-Хатангской НГО в результате процессов микробиологического окисления

[3] *В последние годы появились публикации, сообщающие об обнаружении 25-норгопанов в органическом веществе пород, образовавшихся из бактерий, существовавших при определенных специфических условиях диагенеза осадков, а не только в результате микробиального деметилирования регулярных гопанов в нафтидах (Cao et al., 2008; Bao, 1997). Происхождение этих углеводородов до настоящего времени остается невыясненным.*

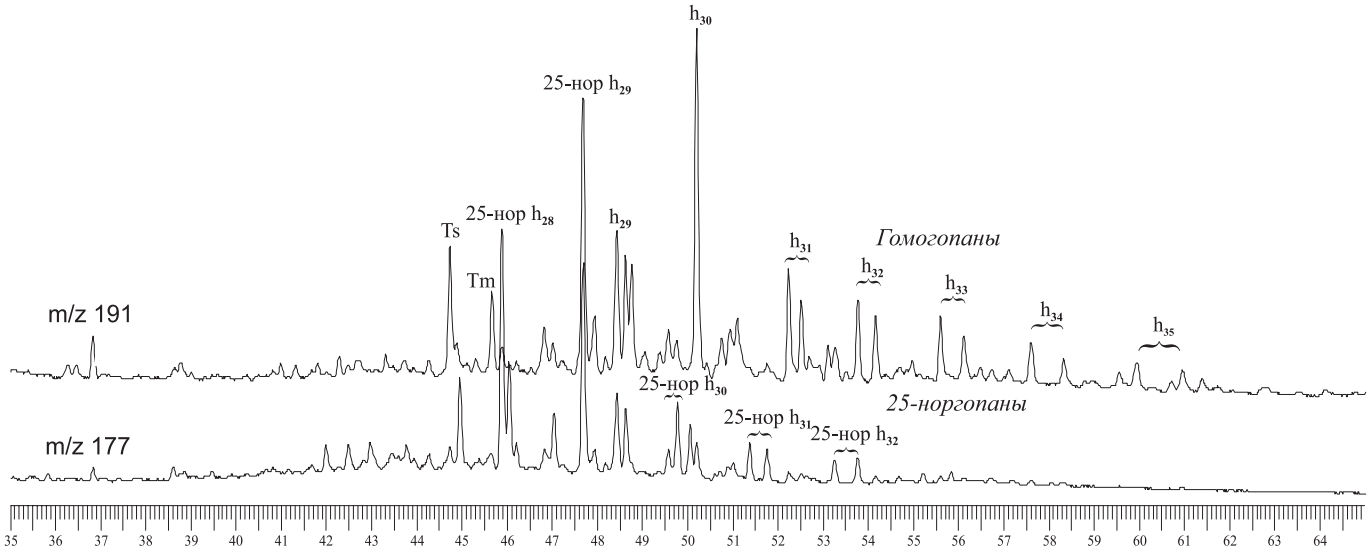


Рис. 10. Масс-хроматограммы (m/z 191и m/z 177), иллюстрирующие присутствие 25-норгопанов в сильно биодеградированной нефти Восточно-Мессояхского месторождения, скв. 58 (K_2s, пласт $ПК_{1-3}$), гл. отбора – 872-893 м, h – 17(αβ)-гопаны, 25-нор h – 25-нор-17(α)гопаны.

Описанные изменения в составе н-алканов и ациклических изопреноидов изученных нефтей запада Енисей-Хатангской НГО и сопредельных территорий в результате процессов микробиологического окисления весьма значительны и затрагивают многие пробы в коллекции, что уже отмечалось исследователями этого региона (Фурсенко, 2016). Поэтому нефти очень высоких и высоких стадий биодеградации не использовались в кластерном анализе, выполненным с целью их генетической типизации.

По результатам кластерного анализа исследованные нефти подразделяются на две группы. Дендрограмма объединения нефтей в кластеры приведена на рис. 11. В качестве исходных данных для анализа использовались те же параметры, что и при анализе битумоидов. Схема расположения месторождений нефтей выделенных групп на изученной территории западной части Енисей-Хатангской НГО и сопредельных территорий приведена на рис. 12.

№*	Месторождение	№скв.	Глубина	Возраст
1	Дерябинское	2	2742-2752	K_1b-g
7	Пайяхское	4	3278-3288	K_1b-v
2	Дерябинское	2	2729-2734	K_1b-g
4	Байкаловское	1	2742-2782	K_1b-v
6	Пайяхское	1	3420-3424	K_1b-v
8	Среднеяровское	1	3460-3470	K_1b-g
9	Среднеяровское	1	3480-3490	K_1b-g
45	Восточно-Мессояхское	46	2242-2266	K_1v (БУ $_{8)}$
23	Мессояхское	8	3722-3735	K_1v (БУ $_{17}$)
24	Восточно-Мессояхское	Р-33	2144-2152	K_1v-g (БУ $_6$)
47	Восточно-Мессояхское	46	2299-2306	K_1v (БУ $_{10}^{1}$)
48	Восточно-Мессояхское	46	2299-2316	K_1v (БУ $_{10}^{1}$)
49	Восточно-Мессояхское	46	2323-2332	K_1v (БУ $_{10}^{2}$)
13	Казанцевское	5	2672-2690	K_1v-g
11	Пеляткинское	11	2645-2656	K1v-g
20	Соленинское	8	2408-2415	K1v-g
43	Восточно-Мессояхское	58	1913-1919	K_{1g} (MX_7)
44	Восточно-Мессояхское	58	2024-2031	K_{1g} (БУ $_6^{1-2}$)
46	Восточно-Мессояхское	46	2257-2266	K_1v (БУ $_8$)
12	Турковское	1	3019-3022	K_1b-v
51	Восточно-Мессояхское	109	2914-2920	K_1v (БУ $_{21}^{0}$)
50	Восточно-Мессояхское	109	2748-2758	K_1v (БУ $_{14-3}$)
10	Пеляткинское	15	3720-3730	J_2wm
15	Горчинское	1	2475-2484	K_1b-v
17	Утреннее	Р-269	2384-2394	K_1br
18	Утреннее	293	2389-2396	K_1br
19	Утреннее	282	2416-2422	K_1br
16	Утреннее	Р-269	2384-2390	K_1br
21	Южно-Соленинское	25	3035-3050	J_2ml
22	Южно-Соленинское	25	3200-3300	J_2wm

* - номер проб в табл.2 и на рис.9-18

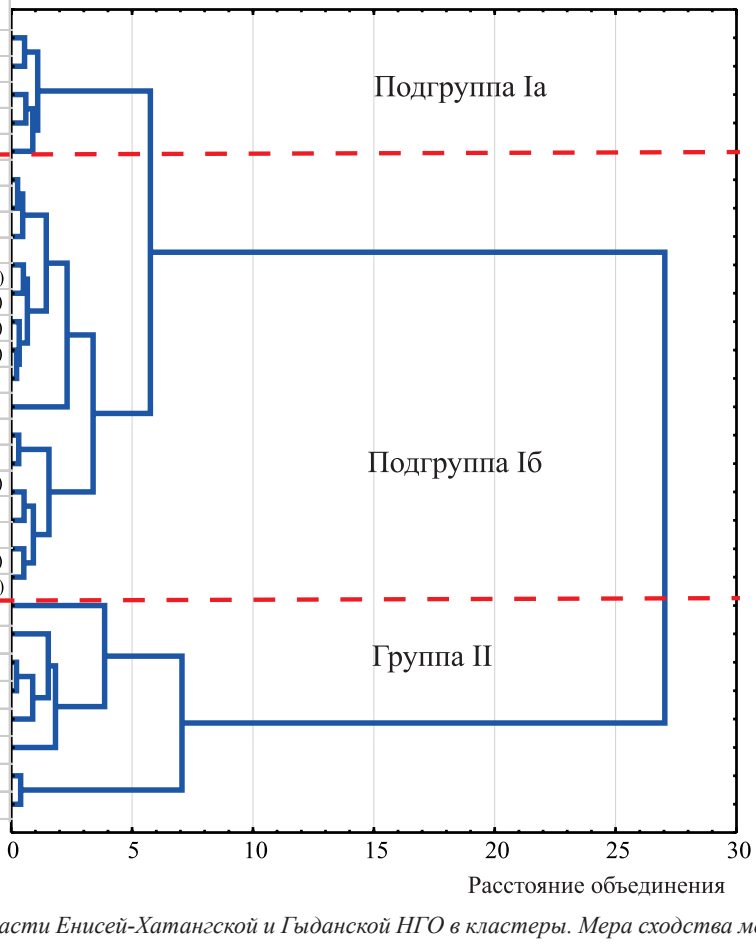


Рис. 11. Дендрограмма объединения нефтей западной части Енисей-Хатангской и Гыданской НГО в кластеры. Мера сходства между объектами – эвклидово расстояние. Алгоритм кластерного анализа – метод Уорда.

Анализ результатов кластерного анализа показал, что нефти **I**-ой и **II**-ой групп четко различаются по изотопному составу углерода. Нефти **I**-ой группы обогащены легким изотопом углерода (^{12}C) (значения δ ^{13}C меняются от -30,8 до -32,4 ‰). Нефти **II** группы, по сравнению с нефтями **I**-ой, заметно обогащены тяжелым изотопом углерода (^{13}C). Значения δ ^{13}C этих нефтей колеблются в интервале от -27,6 до -28,7 ‰ (Табл. 2).

Четких различий между нефтями выделенных групп по составу и распределению в них н-алканов не выявлено, хотя прослеживается тенденция к обогащению нефтей **II** группы более высокомолекулярными гомологами (Рис. 13).

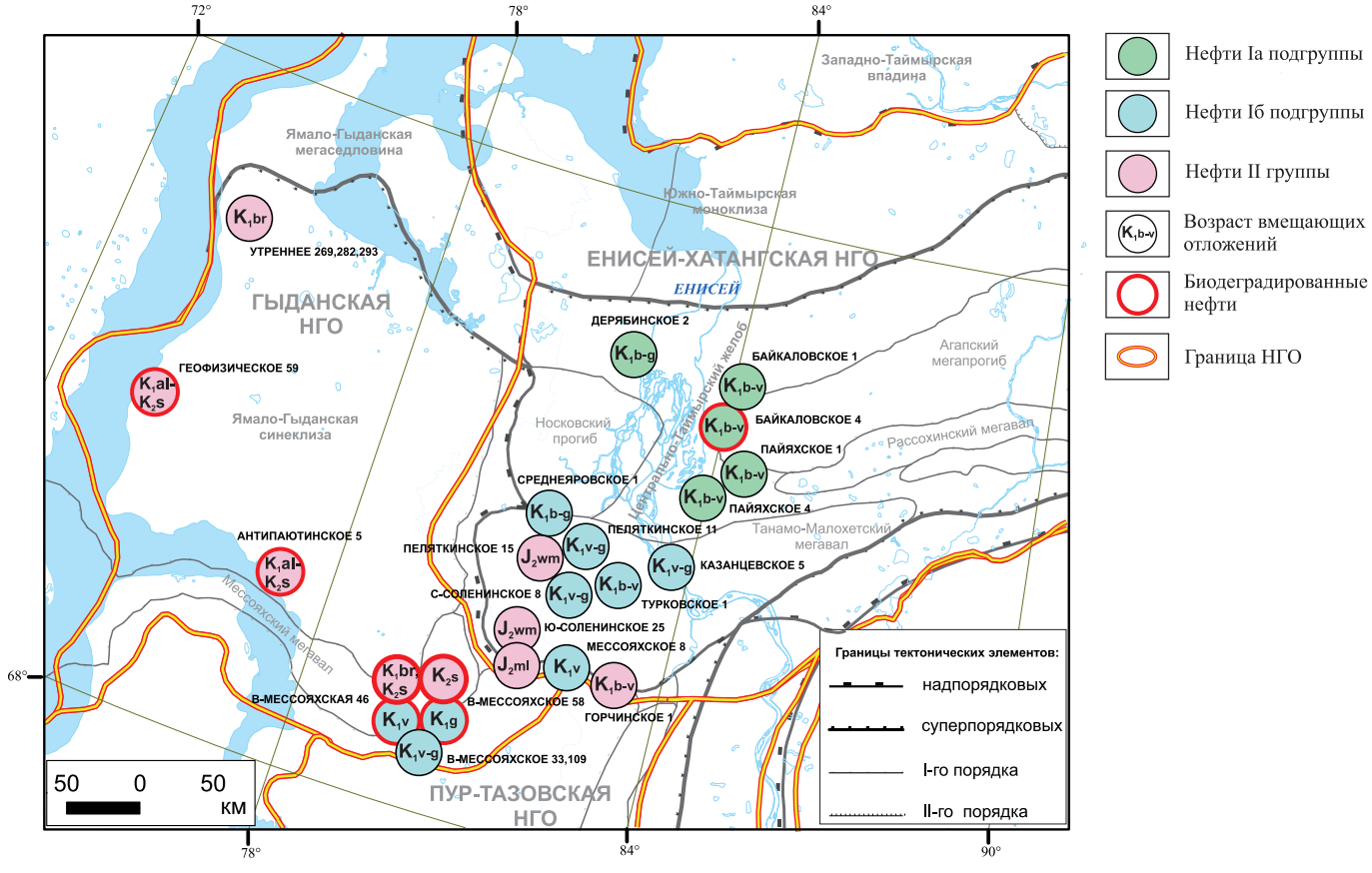


Рис. 12. Схема расположения месторождений нефтей выделенных групп западной части Енисей-Хатангской и Гыданской НГО

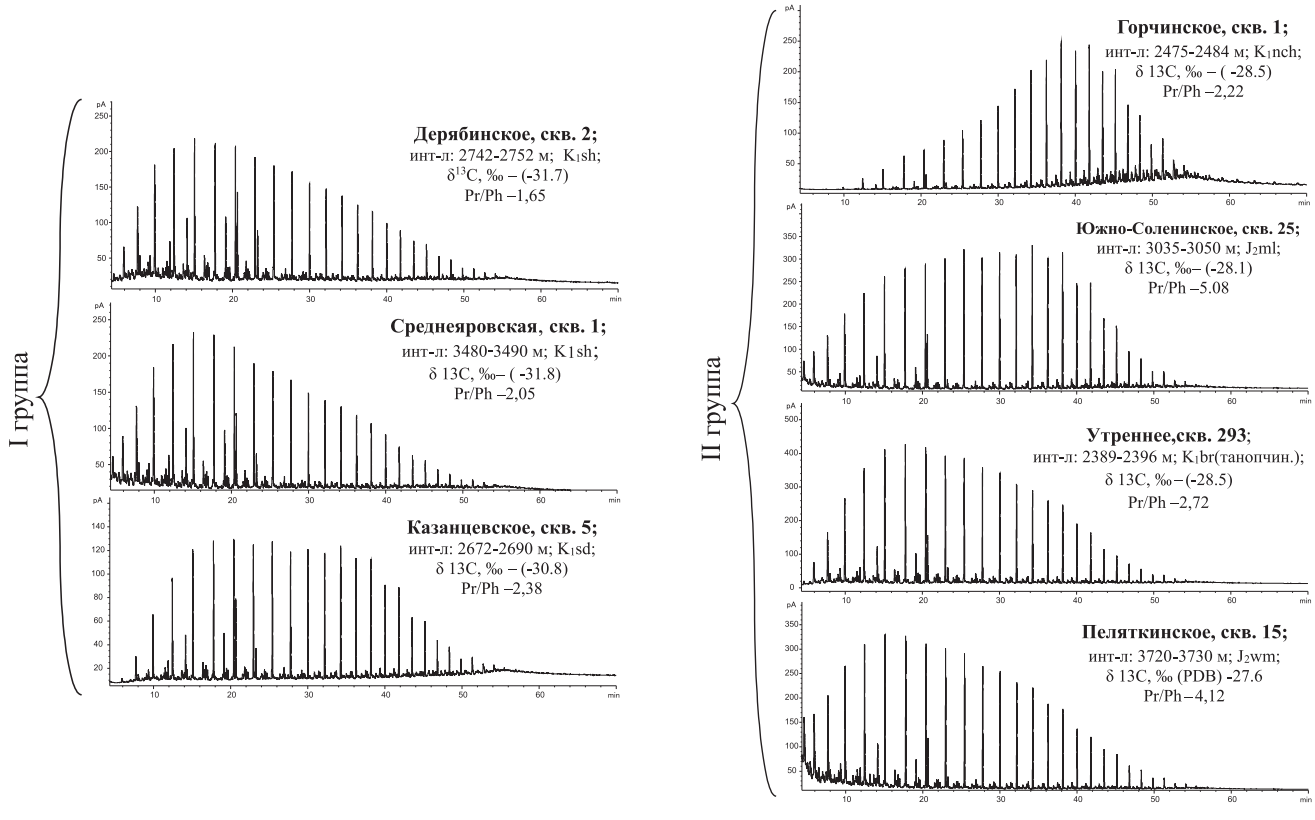


Рис. 13. Хроматограммы насыщенных фракций нефтей выделенных групп западной части Енисей-Хатангской и Гыданской НГО

Группа	№ п/п	Месторождение	№ скважины	Интервал перфорации	Возраст	Свита/Пласт	$\delta^{13}C$, ‰ (PDB)	Pr/Ph	Pr/nC17	Ph/nC18	TRICYC	PENT	STER	C29SSR	C29BBAA	∑C29BB/C29R	C27BBST	C28BBST	C29BBST	C29S/R	C29BB/AA	DIA/REG	TET/C26TRI	Ts/Tm	hC35/hC34	STER/PENT	HOP/C29SR	C30*/NEO	MPI 1	4-MDBT/1-MDBT	Ro (%) (MPI-1)
Iа	1	Дерябинское	2	2742-2752	K_1b-g	шуратов.	-31,7	1,65	0,80	0,55	8,1	52,3	39,6	0,43	0,47	1,60	0,32	0,33	0,34	0,76	0,89	0,74	0,69	1,28	0,83	0,76	1,68	0,45	0,68	2,67	0,81
	7	Пайяхское	4	3278-3288	K_1b-v	нижнехет.	-31,9	1,56	0,78	0,56	8,3	53,8	37,9	0,47	0,58	2,34	0,33	0,30	0,36	0,88	1,40	1,11	0,92	2,49	0,79	0,70	1,69	0,81	0,54	12,95	0,72
	2	Дерябинское	2	2729-2734	K_1b-g	шуратов.	-32,1	1,98	0,79	0,44	7,2	54,1	38,7	0,45	0,48	1,62	0,34	0,33	0,34	0,82	0,94	0,90	0,71	1,31	0,76	0,72	1,90	0,52	0,67	3,28	0,80
	4	Байкаловское	1	2772-2782, 2742-2751	K_1b-v	нижнехет.	-32,1	2,50	1,45	0,72	7,8	50,4	41,8	0,45	0,49	2,04	0,33	0,30	0,37	0,83	0,97	0,90	0,87	3,47	0,40	0,83	1,71	0,37	0,77	4,65	0,86
	6	Пайяхское	1	3420-3424	K_1b-v	нижнехет.	-32,4	1,90	0,83	0,50	12,8	46,2	41,0	0,48	0,57	2,26	0,36	0,32	0,32	0,92	1,32	1,24	0,94	1,65	0,69	0,89	1,58	0,50	0,58	4,74	0,75
Iб	8	Среднеяровское	1	3460-3470	K_1b-g	шуратов.	-31,7	2,14	0,66	0,37	13,3	39,0	47,7	0,38	0,56	2,40	0,35	0,33	0,33	0,61	1,28	1,39	0,59	3,57	0,72	1,22	1,12	1,41	0,71	5,18	0,83
	9	Среднеяровское	1	3480-3490	K_1b-g	шуратов.	-31,8	2,05	0,66	0,37	13,0	40,0	47,0	0,48	0,53	2,29	0,34	0,32	0,34	0,92	1,15	1,23	0,67	3,81	0,79	1,18	0,97	1,45	0,74	4,65	0,85
	45	В.-Мессоях.	46	2242-2248; 2250-2256; 2257-2266	K_1v	$БУ_8$	-31,5	2,07	1,15	0,54	12,9	42,1	45,0	0,51	0,58	2,33	0,34	0,32	0,34	1,04	1,38	1,46	0,37	4,38	0,85	1,07	1,05	1,38	0,66	3,55	0,79
	23	Мессояхское	8	3722-3735	K_1v	$БУ_{17}$	-30,9	2,00	0,66	0,38	11,7	35,8	52,5	0,50	0,53	2,45	0,33	0,33	0,34	1,01	1,15	1,57	0,89	12,63	0,66	1,47	0,86	1,56	0,77	5,51	0,86
	24	В.-Мессоях.	Р-33	2144-2152	K_1v-g	$БУ_8$	-31,2	1,96	1,38	0,65	14,6	36,8	48,6	0,47	0,57	2,13	0,35	0,30	0,34	0,90	1,31	1,63	0,46	4,24	0,87	1,32	1,01	1,89	0,69	5,67	0,81
	47	В.-Мессоях.	46	2299-2306	K_1v	$БУ_{10}^1$	-31,2	1,98	0,68	0,38	9,1	41,9	49,0	0,52	0,51	1,99	0,35	0,34	0,31	1,07	1,04	1,52	0,52	3,90	0,89	1,17	1,11	1,59	0,93	3,84	0,96
	48	В.-Мессоях.	46	2299-2316	K_1v	$БУ_{10}^1$	-31,3	1,95	0,74	0,41	12,3	37,2	50,5	0,46	0,55	2,29	0,34	0,31	0,34	0,86	1,23	1,60	0,43	4,91	0,74	1,36	1,14	1,45	0,52	2,65	0,71
	49	В.-Мессоях.	46	2323-2332	K_1v	$БУ_{10}^2$	-31,2	1,93	1,26	0,67	8,1	37,4	54,5	0,49	0,56	2,24	0,33	0,34	0,33	0,95	1,27	1,58	0,39	4,28	0,98	1,46	1,25	1,54	0,87	2,53	0,92
	13	Казанцевское	5	2672-2690	K_1v-g	суходудин.	-30,8	2,38	0,72	0,32	19,6	22,8	57,6	0,52	0,56	2,30	0,43	0,30	0,28	0,94	1,18	2,17	0,91	2,78	0,47	2,52	0,88	1,06	0,59	4,68	0,75
	11	Пеляткинское	11	2645-2656	K1v-g	суходудин.	-31,0	2,11	0,67	0,35	16,0	37,1	46,9	0,45	0,53	2,00	0,34	0,30	0,36	0,82	1,13	1,22	0,80	2,38	0,67	1,26	1,18	0,90	0,69	5,29	0,82
	20	Соленинское	8	2408-2415	K1v-g	суходудин.	-31,0	2,35	4,91	1,57	14,6	39,7	45,7	0,49	0,55	2,17	0,34	0,31	0,35	0,96	1,21	1,26	0,76	2,77	0,68	1,15	1,17	0,99	0,80	4,36	0,88
	43	В.-Мессоях.	58	1913-1919	K_1g	$МХ_7$	-30,9	-	-	-	11,2	41,8	47,0	0,45	0,56	2,22	0,32	0,35	0,32	0,81	1,28	1,48	0,54	3,38	0,84	1,13	1,28	1,45	0,26	0,57	0,55
	44	В.-Мессоях.	58	2024-2031	K_1g	$БУ_6^{1+2}$	-30,9	-	-	-	10,2	46,8	43,0	0,44	0,57	2,29	0,29	0,35	0,36	0,79	1,32	1,32	0,43	2,75	0,74	0,92	1,41	1,25	0,82	0,90	0,89
	46	В.-Мессоях.	46	2257-2266	K_1v	$БУ_8$	-31,2	2,30	0,97	0,54	9,5	48,3	42,2	0,47	0,56	2,33	0,33	0,36	0,31	0,87	1,25	1,61	0,38	4,24	0,42	0,87	1,54	1,40	0,91	2,61	0,95
	12	Турковское	1	3019-3022	K_1b-v	нижнехет.	-31,2	2,40	0,72	0,31	8,8	52,0	39,1	0,49	0,54	2,01	0,32	0,30	0,37	0,94	1,18	0,95	1,02	1,75	0,57	0,75	1,96	0,67	0,61	4,07	0,76
	51	В.-Мессоях.	109	2914-2920	K_1v	$БУ_{21}^0$	-31,3	2,21	0,67	0,36	11,4	49,5	39,1	0,50	0,56	2,39	0,35	0,35	0,30	1,00	1,27	1,72	0,41	2,96	0,77	0,79	2,12	0,98	0,48	2,55	0,69
	50	В.-Мессоях.	109	2748-2754; 2756-2758	K_1v	$БУ_{14-3}$	-31,4	2,20	0,71	0,38	9,5	47,1	43,4	0,47	0,52	2,21	0,36	0,33	0,31	0,90	1,09	1,32	0,39	3,38	0,73	0,92	1,61	1,02	0,68	1,46	0,81
II	10	Пеляткинское	15	3720-3730	J_2wm	вымская	-27,6	4,12	0,43	0,11	13,9	34,4	51,7	0,49	0,55	2,33	0,25	0,28	0,48	0,95	1,20	0,55	1,29	2,09	-	1,50	0,50	1,62	0,92	4,09	0,95
	15	Горчинское	1	2475-2484	K_1b-v	нижнехет.	-28,5	2,22	0,48	0,17	13,4	43,6	43,0	0,50	0,53	2,09	0,27	0,25	0,49	0,99	1,14	0,65	8,39	1,38	0,43	0,99	1,49	1,55	1,15	7,23	1,09
	17	Утреннее	Р-269	2384-2394	K_1br	танопчин.	-28,6	2,78	0,41	0,15	14,8	54,1	31,1	0,40	0,52	1,75	0,29	0,24	0,47	0,67	1,10	0,63	1,80	1,32	0,59	0,57	2,22	0,70	0,47	2,28	0,68
	18	Утреннее	293	2389-2396	K_1br	танопчин.	-28,5	2,72	0,42	0,16	16,3	55,3	28,4	0,42	0,51	1,73	0,30	0,27	0,43	0,73	1,05	0,57	3,03	1,37	0,68	0,51	2,25	0,79	0,55	3,75	0,73
	19	Утреннее	282	2416-2422	K_1br	танопчин.	-28,7	2,71	0,39	0,14	14,4	52,3	33,3	0,40	0,52	1,66	0,27	0,24	0,49	0,68	1,07	0,48	0,92	1,10	0,80	0,64	1,62	1,06	0,34	3,28	0,61
	16	Утреннее	Р-269	2384-2390	K_1br	танопчин.	-28,6	2,80	0,41	0,15	17,6	64,8	17,6	0,37	0,53	1,71	0,27	0,21	0,52	0,60	1,11	0,50	1,31	1,26	0,59	0,27	3,20	0,72	0,48	2,49	0,69
	21	Южно-Соленин.	25	3035-3050	J_2ml	малышев.	-28,2	5,08	0,52	0,10	5,8	70,2	24,1	0,49	0,60	2,80	0,10	0,23	0,67	0,96	1,51	0,19	8,86	1,06	0,51	0,34	3,35	1,82	0,72	1,78	0,83
	22	Южно-Соленин.	25	3200-3300	J_2wm	вымская	-28,1	5,43	0,56	0,10	7,4	68,0	24,7	0,51	0,61	3,02	0,09	0,23	0,68	1,04	1,58	0,24	8,19	1,04	0,49	0,36	3,24	1,81	0,68	2,78	0,81
Сильно биодеградированные нефти	5	Байкаловская	4	2782-2799	K_1b-v	нижнехет.	-31,9	-	-	-	9,0	49,4	41,6	0,44	0,48	1,94	0,32	0,30	0,37	0,80	0,92	0,84	0,81	2,50	0,47	0,84	1,58	0,67	0,67	6,24	0,80
	36	Антипаютинская	5	1002-1007	K_1al-K_2s		-27,5	-	-	-	13,8	41,6	44,5	0,58	0,65	3,78	0,16	0,23	0,61	1,41	1,84	0,59	2,19	2,27	0,70	1,07	0,25	1,48		-	-
	37	Геофизическая	59	1406-1414	K_1al-K_2s		-28,2	-	-	-	11,4	49,5	39,1	0,46	0,51	2,19	0,29	0,28	0,43	0,86	1,06	0,77	1,39	1,52	0,38	0,79	1,69	1,00	0,52	4,13	0,71
	39	В.-Мессоях.	46	847-866	K_2s	$ПК_{1-3}$	-29,7	-	-	-	8,4	54,1	37,5	0,49	0,56	2,34	0,27	0,36	0,37	0,98	1,29	0,93	1,23	1,45	0,74	0,69	1,66	0,97	0,51	-	0,70
	40	В.-Мессоях.	58	850-870	K_2s	$ПК_{1-3}$	-29,4	-	-	-	13,0	49,7	37,3	0,53	0,58	2,46	0,26	0,37	0,37	1,12	1,39	1,04	1,04	1,51	0,85	0,75	1,16	1,00		-	-
	41	В.-Мессоях.	58	872-893	K_2s	$ПК_{1-3}$	-29,6	-	-	-	8,8	56,2	34,9	0,46	0,54	2,17	0,25	0,34	0,42	0,86	1,17	0,52	1,45	1,27	0,79	0,62	1,27	0,99	0,89	-	0,94
	42	В.-Мессоях.	46	1873-1885	K_1br	$МХ_3$	-29,6	-	-	-	6,5	52,5	41,0	0,47	0,54	2,26	0,31	0,35	0,34	0,89	1,20	1,13	0,67	2,15	0,86	0,78	1,74	1,21	0,79	2,79	0,87

Табл. 2. Изотопный состав углерода и биомаркерные параметры состава нефтей западной части Енисей-Хатангской НГО и сопредельных территорий. DIA/REG – C_{27} 20S βα-диастеран/C_{29} 20R ааа-стеран; Ts/Tm – C_{27} 18α-трисноргопан (Ts) /C_{27} 17α-трисноргопан (Tm); TET/C_{26}TRI – C_{24}*тетрациклан/(C_{26}S+C_{26}R)трицикланы; MPI – 1,5x(3-метилфенантрен) + (2-метилфенантрен)/фенантрен + (9-метилфенантрен) + (1-метилфенантрен); 4-MDBT/1-MDBT – 4-метилдибензотиофен/1-метил-дибензотиофен; Ro (%) (MPI 1) – 0,6x (MPI 1)+0,4. Расшифровку остальных параметров см. табл. 1. *– элипсами отмечены параметры, используемые в кластерном анализе.*

При отсутствии ярко выраженных закономерностей в характере распределения н-алканов, различия между нефтями выделенных групп проявляются в содержании и распределении в них ациклических изопреноидов. В нефтях **I**-ой группы, по сравнению с нефтями **II**-ой, содержание последних относительно н-алканов значительно выше (Pr/n-C_{17} Ph/nC_{18}), величины отношений пристан/фитан (Pr/Ph) меньше и изменяются в довольно узких пределах – от 1,65 до 2,50. В нефтях **II**-ой группы значения отношений Pr/n-C_{17} и Ph/nC_{18} ниже, а отношения Pr/Ph заметно выше, меняясь в интервале 2,22-5,43 (Табл. 2).

Более четко различия между нефтями выделенных групп выражены в составе и распределении полициклических нафтенов. Особенно отчетливо эти различия проявляются по параметрам, характеризующим тип материнского ОВ: относительному содержанию стеранов и пентациклических тритерпанов и закономерностям распределения стеранов и трициклических тритерпанов (хейлантанов).

Так, в нефтях **I**-ой группы, по сравнению со **II**-ой, заметно выше доля стерановых углеводородов. В подавляющем большинстве проб нефтей **I**-ой группы доминируют стераны. В нефтях **II**-ой группы преобладают пентациклические тритерпаны, за исключением двух проб из Пеляткинского (скв.15; J_2, гл. 3720-3730 м) и Горчинского (скв.1; K_1b-v, гл. 2475-2484 м) месторождений, в которых доля стеранов примерно такая же, как в нефтях **I**-ой группы[4] (Рис. 14, табл. 2).

Нефти обеих групп (за исключением единичных проб) характеризуются низким содержанием трициклических и тетрациклических тритерпанов, но различаются по их

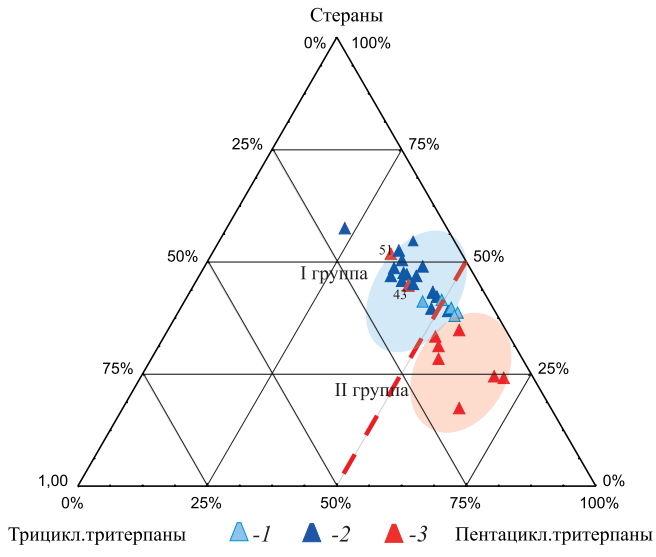


Рис. 14. Диаграмма относительного содержания стеранов, три- и пентациклических тритерпанов в нефтях выделенных групп Енисей-Хатангской НГО и сопредельных территорий. 1 – нефти подгруппы Iа, 2 – нефти подгруппы Iб, 3 – нефти группы II.

распределению. В нефтях **I**-ой группы преобладает C_{23} гомолог, в нефтях **II**-ой – C_{19}. Различия в распределении трицикланов иллюстрирует рис. 15, на котором приведены типичные масс-хроматограммы нефтей **I** и **II** групп по основным фрагментарным ионам (m/z 218 и m/z 191).

Кроме того, как видно на рис. 15, в нефтях **II**-ой группы, в отличие от нефтей **I**-ой, отмечены повышенные концентрации C_{24} тетрациклана относительно C_{23} и C_{26}

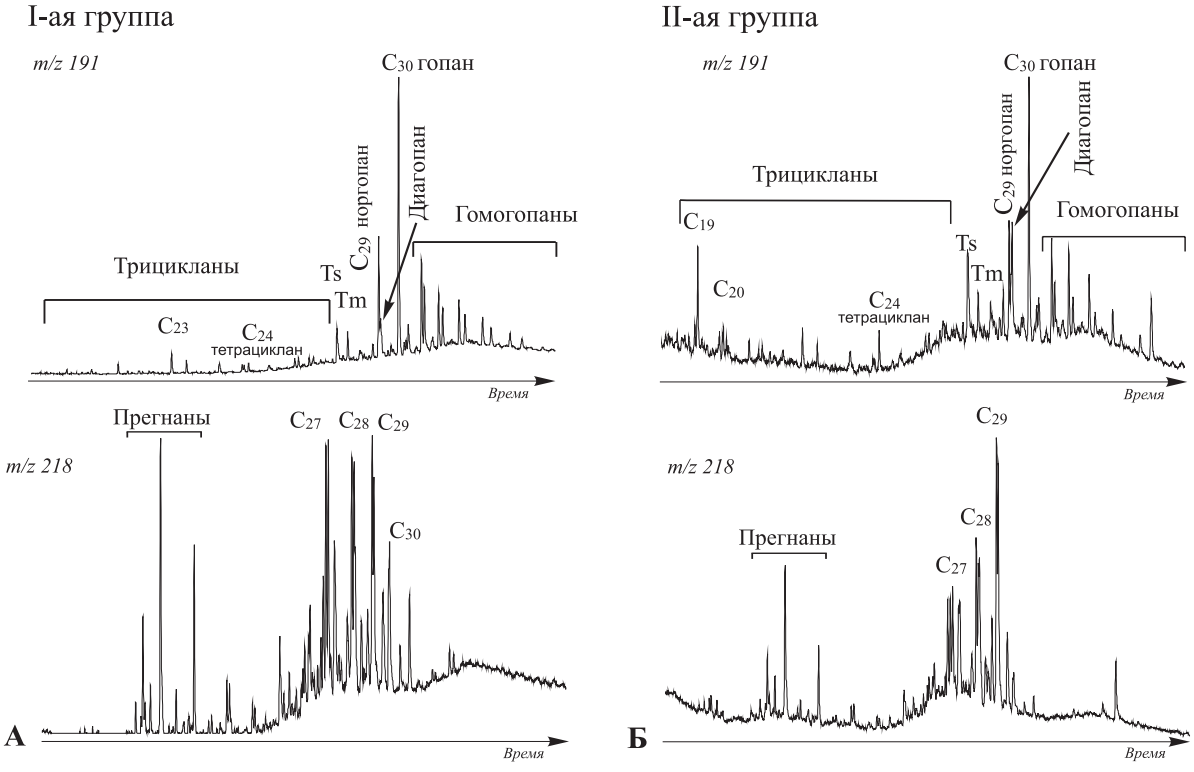


Рис. 15. Типичные масс-хроматограммы тритерпановых (m/z191) и изостерановых (m/z 218) углеводородов насыщенных фракций нефтей I и II групп западной части Енисей-Хатангской НГО и сопредельных территорий. Месторождения: А – Дерябинское, скв. 2, K_1b-g, шуратовская свита, гл. 2729-2734 м, Б – Пеляткинское, скв.15, J_2a-b, вымская свита, гл. 3720-3730 м.

[4]*Повышенное содержание стеранов относительно пентациклических тритерпанов в нефтях Пеляткинского, скв.15 и Горчинского, скв.1 месторождений обусловлено высоким катагенезом их материнского ОВ, о чем будет сказано далее.*

трицикланов. Повышенное относительное содержание C_{24} тетрациклана и преобладание в распределении трициклических тритерпанов C_{19} гомолога являются признаками наземного генезиса материнского ОВ нефтей **II**-ой группы (Philp, 1986).

Одним из важнейших генетических признаков, отличающим нефти **I**-ой группы от **II**-ой, является распределение в них стерановых углеводородов. Нефти **I** группы, помимо присутствия в них C_{30} стеранов (высокоспецифичного маркера «морских» нефтей), визуально фиксируемых на масс-хромматограммах (Рис. 15), характеризуются примерно равным содержанием C_{27}, C_{28}, C_{29} изостеранов, нефти же **II**-ой группы – преобладанием C_{29} гомолога (этилхолестана) (Рис. 16).

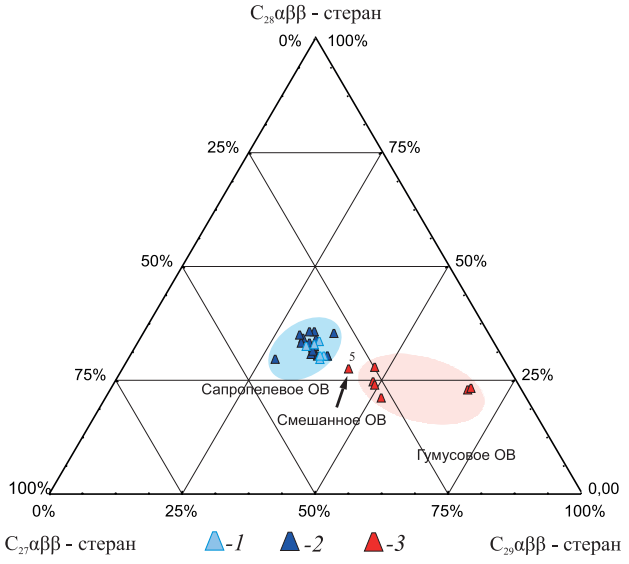


Рис. 16. Диаграмма относительного распределения C_{27}-C_{29} изостеранов в нефтях выделенных групп Енисей-Хатангской НГО и сопредельных территорий. 1 – нефти подгруппы Iа, 2 – нефти подгруппы Iб, 3 – нефти группы II.

Что касается биомаркерных параметров, характеризующих обстановки накопления и раннего диагенеза ОВ, то наблюдаемые в изученных нефтях значения гомогопанового индекса hC35/hC34 (<1), как и значения отношений Pr/Ph (≥2), свидетельствуют о субокислительных условиях седиментации и раннего диагенеза материнского ОВ нефтей обеих групп. На это же указывают повышенное содержание в нефтях диагопана (C_{30}*). Считается, что диагопан продуцируется аэробными бактериями в глинистых толщах, в субокислительных и окислительных обстановках (Табл. 2, C30*/NEO) (Peters, 2005). Более высокие значения параметров Pr/Ph и C30*/NEO, отмечаемые в нефтях **II**-ой группы, позволяют предположить, что накопление и раннедиагенетические преобразования нефтематеринского ОВ протекали в более окислительной обстановке, по сравнению с исходным ОВ нефтей **I**-ой группы.

Различия между нефтями выделенных групп проявляются и по ряду других параметров состава полициклических нафтенов. В частности, в нефтях **I** -ой группы, по сравнению с нефтями **II**-ой, заметно выше значения отношений диастеранов к регулярным (DIA/REG) и C_{27} трисноргопанов (Ts/Tm), что может быть обусловлено различиями в литологическом составе и/или зрелости их материнских пород (Табл. 2, рис. 17).

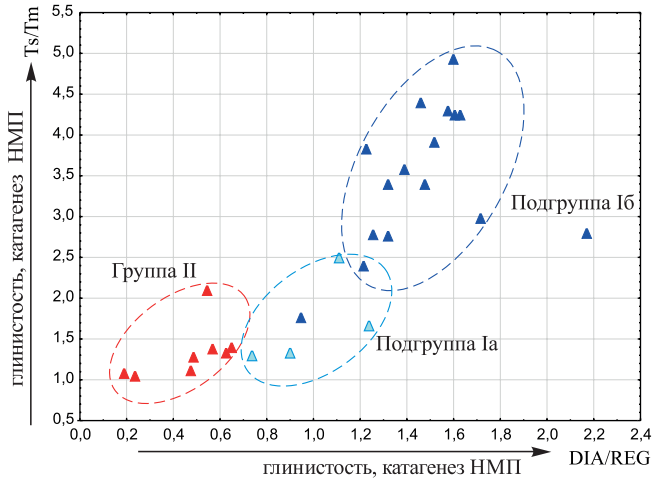


Рис. 17. Диаграмма корреляции биомаркерных параметров DIA/REG и Ts/Tm, иллюстрирующая различия в литологическом составе и/или катагенезе материнских пород нефтей выделенных групп и подгрупп. Условные обозначения см. на рис. 14.

Нефти **I**-ой и **II**-ой генетических групп практически не различаются по значениям стерановых параметров термической зрелости, определяемым по характерным для катагенеза стереохимическим изменениям C_{29} стеранов (Табл. 2, C29SSR, C29BBAA, ∑C29BB/C29R, C29S/R, C29BB/AA). В то же время различия в зрелости фиксируются по значениям параметров, рассчитанным по составу ароматических УВ нефтей (метилфенантреновый и бензотиофеновый индексы). Наибольшей зрелостью характеризуются нефти, отобранные с глубин ниже 3700 м: в **I**-ой группе – нефть из валанжинских отложений Мессояхского месторождения (скв.8) пласта $БУ_{17}$, во **II**-ой – нефть из вымских отложений Пеляткинского месторождения (скв.15) (Табл. 2, MPI-1; 4-MDBT/1-MDBT; Ro, %). По этим же индексам наиболее катагенетически преобразована в коллекции нефть с глубины 2475-2484 м из нижнехетских отложений Горчинского месторождения (скв.1).

Наименее катагенетически преобразовано материнское ОВ нефтей из барремских отложений Утреннего месторождения Ямало-Гыданской синеклизы, залегающих в интервале глубин 2384-2422 м (Табл. 2).

Таким образом, полученные данные, а именно: обогащенность легким изотопом углерода (^{12}C), относительно невысокие значения отношения Pr/Ph (<2,5), преобладание стеранов над пентациклическими тритерпанами, присутствие C_{30} стеранов, равное содержание C_{27}, C_{28}, C_{29} изостеранов, преобладание C_{23} гомолога в распределении трициклических тритерпанов, свидетельствуют о том, что ***нефти I-ой группы*** генетически связаны с органическим веществом преимущественно сапропелевого типа, накапливавшимся в субокислительных условиях в мелководно-морских и прибрежно-морских зонах. Они приурочены к берриасс-готеривским отложениям (нижнехетская, шуратовская и суходудинская свиты) западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и Мессояхского мегавала в интервале глубин 1913-3735 м (Рис. 12).

Следует отметить, что нефти **I**-ой группы подразделяются на 2 подгруппы, что видно на дендрограмме объединения нефтей в кластеры (Рис. 11). Нижнемеловые нефти подгруппы **Iа** отличаются от нефтей подгруппы **Iб** более

низкими значениями следующих биомаркерных отношений: диастеранов к регулярным (DIA/REG), C_{27} 17α(H)- и 18α(H)-трисноргопанов (Ts/Tm), стеранов к пентациклическим тритерпанам (STER/PENT) и C_{30} диагопана к C_{29} норнеогопану (C30*/NEO). Кроме того, нефти подгруппы **Iа** слегка обогащены легким изотопом углерода (^{12}C), по сравнению с нефтями подгруппы **Iб**. Учитывая то обстоятельство, что области локализации нефтей подгрупп **Iа** (Усть-Енисейская часть Центрально-Таймырского желоба) и **Iб (**Танамо-Малохетский и Мессояхский мегавалы) пространственно разобщены (Рис. 12), можно предположить, что наблюдаемые различия перечисленных биомаркерных параметров могут быть связаны с небольшими вариациями фациальных особенностей и/или зрелости одновозрастных нефтематеринских отложений по площади рассматриваемого региона. Возможные различия фациальных условий накопления исходного ОВ и уровня его катагенетической преобразованности для нефтей подгрупп **Iа** и **Iб** иллюстрирует рис. 17.

Комплекс биомаркерных параметров: повышенные значения отношения Pr/Ph (>2,5); преобладание пентациклических тритерпанов над стеранами; C_{29} гомологов в распределении изостеранов; C_{19} гомолога в распределении трициклических тритерпанов; повышенное относительное содержание C_{24} тетрациклана и обогащенность тяжелым изотопом углерода (^{13}C), свидетельствует о генетической связи ***нефтей II-ой группы*** с преимущественно гумусовым ОВ, накапливавшимся в более окислительных условиях, чем материнское ОВ нефтей **I**-ой группы. Нефти **II**-ой группы приурочены к среднеюрским (вымская и малышевская свиты), берриасс-валанжинским, барремским и альб-сеноманским отложениям Танамо-Малохетского мегавала и Ямало-Гыданской синеклизы и залегают в интервале глубин от 2384 м до 3730 м (Рис. 12).

Разброс значений отдельных биомаркерных параметров, особенно отношений Pr/Ph и STER/PENT, наблюдаемый в нефтях **II**-ой группы, обусловлен, главным образом, долей гумусовой составляющей в материнском ОВ и уровнем его катагенетической зрелости (Табл. 2).

Так, нефти из Пеляткинского, скв.15 и Горчинского, скв.1 месторождений отличаются от других нефтей **II**-ой группы повышенным содержанием стерановых углеводородов (Табл. 2, STER/PENT). Обогащение этих нефтей стеранами обусловлено высоким уровнем катагенеза материнского ОВ, о чем свидетельствуют самые высокие значения метилфенантренового индекса (Табл. 2, MPI-1) и рассчитанные по этому параметру величины отражательной способности витринита (Табл. 2, Ro, %). В рассматриваемых пробах содержание стеранов, как уже говорилось, увеличивается за счет их остаточного накопления в результате бóльшей скорости деструкции пентациклических тритерпанов, чем стеранов при высоком катагенезе материнского ОВ (Van Graas, 1990).

Что касается генетической типизации сильно и очень сильно биодеградированных нефтей, то по совокупности молекулярных параметров состава полициклических нафтенов, не затронутых процессами биодеградации, и данных изотопного состава углерода сильно биодеградированную нефть Байкаловского месторождения скв.4 (K_1b-v; гл. 2782-2799 м) из отложений нижнехетской свиты Усть-Енисейская части Центрально-Таймырского желоба можно отнести к нефтям **I**-ой группы, генетически связанным с преимущественно сапропелевым ОВ. Очень сильно биодеградированные нефти из альб-сеноманских отложений Средне-Мессояхского, скв.24 (897-906 м); Восточно-Мессояхского, скв.46 и 58 (847-1885 м); Антипаютинского, скв.5 (1002-1007 м) и Геофизического, скв.59 (1406-1414 м) месторождений относятся ко **II**-ой группе и генетически связаны с преимущественно гумусовым ОВ.

Корреляция нефтей и битумоидов западной части Енисей-Хатангской НГО и прилегающих территорий

Анализ материалов по составу и распределению углеводородов-биомаркеров в нефтях и битумоидах западной части Енисей-Хатангской НГО и прилегающих районов позволяет заключить, что материнскими толщами для нефтей **I**-ой группы из нижнемеловых отложений (нижнехетская, шуратовская и суходудинская свиты) могли быть отложения верхней части гольчихинской свиты, яновстанская свита и, возможно, отдельные интервалы сиговской свиты, содержащие пачки пород, обогащенные сапропелевым ОВ. Полученные результаты согласуются с результатами исследований, выполненных ранее (Гончаров и др., 2010б; Ларичев и др., 2003; Филипцов и др., 2006; Фомин и др., 2010; Ким и др., 2009).

Вопрос об участии ОВ нижнемеловых пород в генерации нефтяных УВ до сих пор остается дискуссионным. Значительную часть меловых отложений этого района, с позиций Филипцова и др., основанных на изучении глубинной зональности катагенеза, составляют слабо преобразованные, неспособные к нефтегенерации породы (Филипцов и др., 2006).

По результатам более поздних исследований (Ким, 2013; Родченко, 2016) нижнемеловые породы нижнехетской и шуратовской свит юго-западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба с Токачинской, Туколандо-Вадинской, Пеляткинской, Турковской и Озерной площадей содержат уровни, обогащенные ОВ «аквагенного» типа, зрелость которого соответствуют началу «нефтяного окна». Поэтому нижнемеловые породы, с точки зрения этих авторов, могли генерировать нефти, правда, в небольших количествах.

Генетическое родство нефтей **I**-ой группы из нижнемеловых отложений с битумоидами из верхнеюрских отложений установлено по ряду биомаркерных параметров, характеризующих фациально-генетический тип материнского ОВ. Характерными особенностями нижнемеловых нефтей (**I**-ая группа) и верхнеюрских битумоидов (**I**-ая группа) явля.тся их обогащенность легким изотопом углерода (^{12}C), относительно невысокие значения отношения Pr/Ph, повышенная доля стеранов в составе полициклических нафтенов, примерно равное содержание C_{27}, C_{28}, C_{29} изостеранов (Рис. 18). Выявленное сходство перечисленных параметров указывает на генетическую связь нижнемеловых нефтей **I**-ой группы с преимущественно сапропелевым ОВ, накапливавшемся в отложениях яновстанской и верхней части гольчихинской свит.

Также было установлено, что наблюдаемые в нефтях **I**-ой группы значения таких биомаркерных параметров, как отношения Pr/Ph, гомогопанового индекса hC35/hC34,

а также присутствие в заметных концентрациях диагопана C_{30}* свидетельствуют о субокислительных условиях седиментации и раннего диагенеза органического вещества, ставшего впоследствии источником этих нефтей.

Нефти **II**-ой группы, приуроченные к отложениям широкого стратиграфического диапазона от ааленского яруса средней юры до сеноманского яруса верхнего мела (J_2a-b – K_1al-K_2s), и локализованные, главным образом, в районе Танамо-Малохетского мегавала и Ямало-Гыданской синеклизы, по биомаркерным параметрам и изотопному составу углерода сходны с битумоидами **II**-ой группы из средне-верхнеюрских отложений (малышевская, вымская, точинская, сиговская свиты), распространенных в пределах западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба.

Сходство закономерностей распределения углеводородов-биомаркеров в нефтях и битумоидах **II**-ой группы проявляется в резком преобладании пентациклических тритерпанов над стеранами, низком содержании стеранов и трициклических тритерпанов, преобладании C_{19}-C_{20} углеводородов в распределении последних, резком преобладании C_{29} гомологов в составе стеранов (Рис. 18) и в обогащенности тех и других тяжелым изотопом углерода (^{13}C). Совокупность приведенных параметров указывает на связь этих нефтей и битумоидов с преимущественно гумусовым ОВ (липиды высшей наземной растительности), накапливавшемся в окислительных условиях, что фиксируется по высоким значениям параметров Pr/Ph, hC35/hC34 и C30*/NEO.

Сходство нефтей и битумоидов **II**-ой группы позволяет предположить, что источником изученных нефтей **II**-ой группы из отложений средней юры (вымская и малышевская свиты) в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба могли быть нефтематеринские породы этих же отложений.

Меньшая катагенетическая преобразованность нефтей **II**-ой группы из барремских отложений Ямало-Гыданской синеклизы (Рис. 19) свидетельствует об их связи с другим генерационным источником. Материнскими породами этих нефтей, скорее всего, могли быть нижнемеловые отложения (ахская и танопчинская свиты) Гыданской НГО.

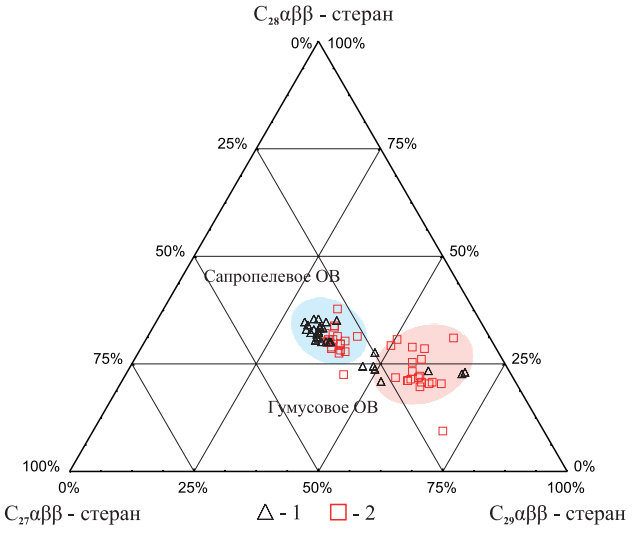


Рис. 18. Диаграмма относительного распределения C_{27}-C_{29} изостеранов в нефтях и битумоидах западной части Енисей-Хатангской НГО и прилегающих территорий. 1 – нефти, 2 – битумоиды.

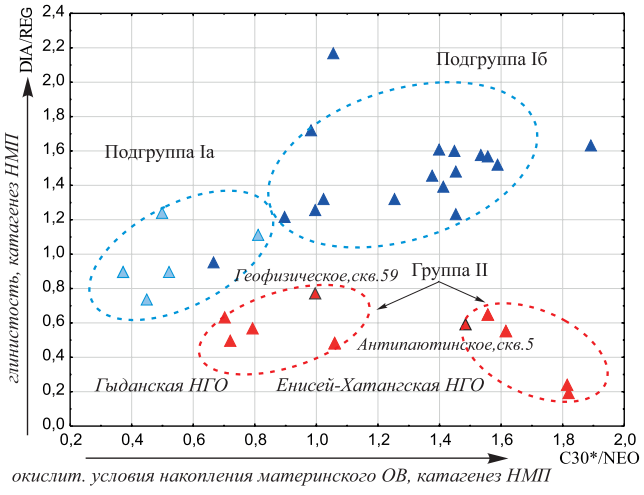


Рис. 19. Диаграмма корреляции биомаркерных параметров DIA/REG и C30/NEO, иллюстрирующая различия в фациальных условиях накопления и/или уровне катагенеза материнского ОВ нефтей выделенных групп. Условные обозначения см. на рис. 14.*

Заключение

По результатам исследований изотопного состава углерода, состава и распределения углеводородов-биомаркеров нефтей и битумоидов из нефтематеринских пород мезозойских отложений западной части Енисей-Хатангской НГО и северо-востока Западно-Сибирской плиты выделены две группы битумоидов и нефтей, генетически связанные с ОВ преимущественно сапропелевого (I группа) и преимущественно гумусового типа (II группа). Наиболее четко разделение на генетические группы отмечается по относительному содержанию стеранов и пентациклических тритерпанов, закономерностям распределения стеранов и трициклических тритерпанов и изотопному составу углерода.

ОВ средне-верхнеюрских отложений, в целом, имеет смешанный состав. В отложениях яновстанской свиты доминирует ОВ с высоким содержанием сапропелевой составляющей.

Гольчихинская свита неоднородна по типу ОВ. В верхней части разреза свиты в составе ОВ преобладает сапропелевая составляющая. ОВ этих интервалов разреза гольчихинской свиты не отличается от ОВ яновстанской свиты. В составе ОВ нижней части разреза гольчихинской свиты зафиксированы высокие содержания гумусовой составляющей.

Материнскими толщами для нефтей **I**-ой группы из нижнемеловых отложений (нижнехетская, шуратовская и суходудинская свиты) могли быть отложения верхней части гольчихинской свиты, яновстанская свита и, возможно, отдельные интервалы сиговской свиты, содержащие пачки пород, обогащенные сапропелевым ОВ.

Различия в значениях отдельных биомаркерных параметров нефтей подгрупп **Iа** и **Iб** позволяют предположить, что они связаны с территориально разобщенными верхнеюрскими очагами генерации. Источником нефтей подгруппы **Iа** могли являться верхнеюрские материнские толщи, приуроченные к осевой, наиболее погруженной части Центрально-Таймырского желоба. Определенный вклад в формирование залежей нефтей подгруппы **Iа** могли внести и нефтематеринские породы нижнемеловых отложений,

вошедшие в осевой части Центрально-Таймырского желоба в главную зону нефтеобразования (Афанасенков и др., 2019). Источником генерации для нефтей подгруппы **Iб** помимо верхнеюрских отложений Танамо-Малохетского мегавала, могли быть верхнеюрские материнские толщи Пендомаяхской впадины (Ларичев и др., 2003).

Источником изученных нефтей **II**-ой группы из отложений средней юры, а также из нижнемеловых отложений Горчинской площади в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба могли быть среднеюрские нефтематеринские породы вымской и малышевской свит (Афанасенков и др., 2018).

Материнскими породами нефтей **II**-ой группы из барремских отложений Гыданской НГО, скорее всего, могли быть нижнемеловые толщи ахской и танопчинской свит (Афанасенков и др., 2018). Выявленная по биомаркерным параметрам невысокая градация катагенеза материнского ОВ этих нефтей исключает участие зрелых среднеюрских нефтематеринских толщ Ямало-Гыданской синеклизы в формировании залежей УВ в барремских отложениях.

Литература

Афанасенков А.П., Петров А.Л., Грайзер Э.М. (2018). Геохимическая характеристика и нефтегазогенерационный потенциал мезозойских отложений Гыданской и Енисей-Хатангской нефтегазоносных областей. *Геология нефти и газа,* 6, с. 109-127. DOI https://doi.org/10.31087/0016-7894-2018-6-109-127

Афанасенков А.П. и др. (2015). О возможно пропущенных нефтяных оторочках в Гыдано-Хатангской нефтегазоперспективной зоне на примере Дерябинского месторождения. *Геология нефти и газа*, 2, с. 34-44.

Болдушевская Л.Н. и др. (2002). Перспективы нефтегазоносности юрско-меловых отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба и северо-востока Западно-Сибирской плиты по геохимическим данным. *Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология*, с. 364-371.

Гончаров И.В. и др. (2010а). Нефтематеринские породы и нефти восточной части Западной Сибири. *Нефтяное хозяйство*, 8, с. 24-28.

Гончаров И.В. и др. (2010б). Нефти нижнехетской свиты Ванкорского месторождения и источник их генерации. *Успехи органической геохимии: Материалы Всерос. науч. конф.* Ред. А.Э. Конторович. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, с. 100-104.

Дахнова М.В. и др. (2009). Геохимия и генезис нефтей Ванкорского месторождения. *Геология нефти и газа*, 5, с. 30-37.

Ким Н.С. и др. (2009). Геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба. *Интерэкспо Гео-Сибирь*, 2, с. 20-23.

Ким Н.С., Родченко А.П. (2013). Органическая геохимия и нефтегазогенерационный потенциал юрских и меловых отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба. *Геология и геофизика*, 54(8), с. 1236-1252. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.013

Ларичев А.И. и др. (2003). Органическая геохимия среднеюрско-нижнемелового разреза восточного борта Большехетской впадины. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, 11, с. 4-13.

Родченко А.П. (2016). Геохимия органического вещества верхнеюрских отложений северо-востока западной сибири и генезис меловых нефтей региона. *Геология нефти и газа*, 6, с. 107-118.

Серебренникова О.В. и др. (2012). Генезис нефтей месторождения Белый Тигр (Вьетнам) по данным о составе насыщенных ациклических углеводородов. *Известия Томского Политехнического Университета*, 320(1), с. 134-137.

Филипцов Ю.А. и др. (1998). Катагенез органического вещества и фазовый состав залежей углеводородов северо-западного обрамления Сибирской платформы. *Геология нефти и газа*, 12, с. 25-33.

Филипцов Ю.А. и др. (2006). Взаимосвязь материнских пород и нефтей в мезозойских отложениях северо-востока Западно-Сибирской плиты на основе изучения углеводородов-биомаркеров и катагенеза органического вещества. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений,* 5-6, с. 52-57.

Фомин А.Н. и др. (2010). Катагенез РОВ мезозойских отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба по биомаркерным, пиролитическим и углепетраграфическим данным. *Успехи органической геохимии: Материалы Всерос. науч. конф*. Ред. А.Э. Конторович. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, с. 338-342.

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

Фурсенко Е.А. (2016). Геохимия нефтей Северо-Востока Западной Сибири. *Интерэкспо Гео-Сибирь,* 2(1), с. 166-169.

Bao J.P. (1997). 25-Norhopane series in the unbiodegradaed oil and the source rocks. *Chin.Sci.Bull*, 42, pp. 1388-1391. https://doi.org/10.1007/BF02882874

Cao J. et al. (2008). Possible origin 25-norhopanes in Jurassic organic-poor mudstones from the northern Qaidam Basin (NW China). *Org.Geochem*, 39, pp. 1058-1065. https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2008.01.021

Peters K.E. et al. (1996). Selective biodegradation of extended hopanes to 25-norhopanes in petroleum reservoirs. Insights from molecular mechanics. *Organic Geochemistry*, 24(8/9), pp. 765-783. https://doi.org/10.1016/S0146-6380(96)00086-1

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. (2005). The Biomarker Guide. Cambridge University Press, 489 p.

Philp R.P., Gilbert T.D. (1986). Biomarker distributions in Australian oils predominantly derived from terrigenous source material. *Organic Geochemistry,* 10(1), pp. 73-84. https://doi.org/10.1016/0146-6380(86)90010-0

Van Graas G.W. (1990). Biomarker maturity parameters for high maturities: Calibration of the working range up to the oil/condensate threshold. *Organic Geochemistry*, 16, pp. 1025-1032. https://doi.org/10.1016/0146-6380(90)90139-Q

Сведения об авторах

Александр Петрович Афанасенков – канд. геол.-мин. наук, Заместитель генерального директора, Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт; ведущий научный сотрудник Кафедры теоретических основ разработки месторождений нефти и газа, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 105118, Москва, шоссе Энтузиастов, д. 36

Татьяна Павловна Жеглова – канд. хим. наук, ведущий научный сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт

Россия, 105118, Москва, шоссе Энтузиастов, д. 36

Александр Леонидович Петров – геолог 1 категории, Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт

Россия, 105118, Москва, шоссе Энтузиастов, д. 36

E-mail: a.petrov@vnigni.ru.

Статья поступила в редакцию 02.10.2018;
Принята к публикации 07.11.2018;
Опубликована 30.03.2019

IN ENGLISH

Hydrocarbon biomarkers and isotopic composition of carbon from bitumoids and oils of Mesozoic sediments in the western part of the Yenisei-Khatanga oil and gas region

A.P. Afanasenkov[1,2], T.P. Zheglova[1], A.L. Petrov[1]*

[1]All-Russian Research Geological Oil Institute, Moscow, Russian Federation

[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

[*]Corresponding author: Alexander L. Petrov, e-mail: a.petrov@vnigni.ru

Abstract. Based on analyzes of carbon isotopic composition, distribution and composition of hydrocarbon biomarkers of oils and bitumoids from source rocks of the Mesozoic sediments in the western part of the Yenisei-Khatanga oil and gas region and the northeast of the West-Siberian plate, two groups of oils and bitumoids are identified, genetically associated with organic matter, mainly sapropel type (I group) and mainly humus type (II group). The genetic correlation of oils and bitumoids has been made. Possible foci of generation, which participated in the formation of hydrocarbon deposits, have been determined.

Keywords: Yenisei-Khatanga oil and gas region, hydrocarbon biomarkers, carbon isotopic composition, bitumoids, organic matter, oil, genetic correlation

Recommended citation: Afanasenkov A.P., Zheglova T.P., Petrov A.L. (2019). Hydrocarbon biomarkers and isotopic composition of carbon from bitumoids and oils of Mesozoic sediments in the western part of the Yenisei-Khatanga oil and gas region. *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 47-63. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.47-63

References

Afanasenkov A.P., Petrov A.L., Grayzer E.M. (2018). Geochemical description and oil&gas generation potential of Mesozoic formations within the Gydan and Yenisei-Khatanga oil and gas bearing regions. *Geologiya nefti i gaza = Oil and Gas Geology*, 6, pp. 109-127. DOI 10.31087/0016-7894-2018-6-109-127 (In Russ.)

Afanasenkov A.P., Poroskun V.I., Tsarev V.V., Evstratova I.A., Lugovaya O.V., Petrov A.L. (2015). About concerning probably skipped oil fringes in the Gydano-Khatangskaya oil and gas bearing zone at the example of the Deryabinskoe deposit. *Geologiya nefti i gaza = Oil and Gas Geology*. 2, pp. 34-44. (In Russ.)

Bao J.P. (1997). 25-Norhopane series in the unbiodegradaed oil and the source rocks. *Chin.Sci.Bull*, 42, pp. 1388-1391. https://doi.org/10.1007/BF02882874

Boldushevskaya L.N. et al. (2002). Prospects for the oil and gas potential of the Jurassic-Cretaceous sediments of the Yenisei-Khatanga regional trough and the northeast of the West Siberian Plate according to geochemical data. *Rossiiskaya Arktika: geologicheskaya istoriya, mineralogiya, geoekologiya* [Russian Arctic: geological history, mineralogy, geoecology], pp. 364-371. (In Russ.)

Cao J. et al. (2008). Possible origin 25-norhopanes in Jurassic organic-poor mudstones from the northern Qaidam Basin (NW China). *Org.Geochem*, 39, pp. 1058-1065. https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2008.01.021

Dakhnova M.V., Zheglova T.P., Nechitailo G.S., Nazarova E.S., Myalkina Yu.A. (2009). Geochemistry and genesis of oils of Vankorskoye field. *Geologiya nefti i gaza = Oil and Gas Geology*, 5, pp. 30-37. (In Russ.)

Filiptsov Yu.A. et al. (1998). Catagenesis of organic matter and phase composition of hydrocarbon deposits of the north-western framing of the Siberian platform. *Geologiya nefti i gaza = Oil and Gas Geology*, 12, pp. 25-33. (In Russ.)

Filiptsov Yu.A. et al. (2006). The relationship of source rocks and oils in Mesozoic deposits of the North-East of West Siberian plate (based on the study of hydrocarbons-biomarkers and catagenesis of organic matter. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdenii = Geology, geophysics and development of oil and gas fields*, 5-6, pp. 52-57. (In Russ.)

Fomin A.N. (2011). Katagenez organicheskogo veshchestva i neftegazonosnost' mezozoiskikh (yura, trias) i paleozoiskikh otlozhenii Zapadno-Sibirskogo megabasseina [Catagenesis of organic matter and petroleum potential of the Mesozoic (Jurassic, Triassic) and Paleozoic sediments of the West Siberian megabasin]. Novosibirsk: INGG SO RAN, 331 p.

Fomin A.N. et al. (2010). Catagenesis of the DOM of the Mesozoic sediments of the western part of the Yenisei-Khatanga regional trough according to biomarker, pyrolytic and carbon data. *Uspekhi organicheskoi geokhimii: Materialy Vseros. nauch. konf.* [Successes of organic geochemistry: Proc. All-Russ. sci. conf.]. Ed. A.E. Kontorovich. Novosibirsk: INGG SO RAN, pp. 338-342. (In Russ.)

Fursenko E.A. (2016). Geochemistry of petroleum from the northeast of West Siberia. *Interekspo Geo-Sibir*, 2(1), pp. 166-169. (In Russ.)

Goncharov I.V. et al. (2010b). Oils of Nizhnekhetsky suite of the Vankor field and the source of their generation. *Uspekhi organicheskoi geokhimii: Materialy Vseros. nauch. konf.* [Successes of organic geochemistry: Proc. All-Russ. sci. conf.]. Ed. A.E. Kontorovich. Novosibirsk: INGG SO RAN, pp. 100-104. (In Russ.)

Goncharov I.V., Oblasov N.V., Samoylenko V.V., Fadeeva S.V., Krinin V.A., Volkov V.A. (2010a).Source rocks and oils in eastern part of West Siberia. *Neftyanoe khozyaistvo = Oil industry*, 8, pp. 24-28. (In Russ.)

Kim N.S., Rodchenko A.P. (2013). Organic geochemistry and petroleum potential of Jurassic and Cretaceous deposits of the Yenisei-Khatanga regional trough. *Russian Geology and Geophysics*, 54(8). pp. 966-979. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.013 (In Russ.)

Kim N., Kontorovich A., Kostyreva E., Fomin A., Melenevskiy V. (2009). Geochemical criteria for predicting the petroleum potential in bitumens of jurassic deposits of the Yenisey-Khatanga regional trough. *Interekspo Geo-Sibir,* 2. pp. 20-23. (In Russ.)

Larichev A.I. et al. (2003). Organic geochemistry of the Middle Jurassic – Lower Cretaceous section of the eastern side of the Bolshekhetskaya depression. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdenii = Geology, geophysics and development of oil and gas fields*, 11, pp. 4-13. (In Russ.)

Peters K.E. et al. (1996). Selective biodegradation of extended hopanes to 25-norhopanes in petroleum reservoirs. Insights from molecular mechanics. *Organic Geochemistry*, 24(8/9), pp. 765-783. https://doi.org/10.1016/S0146-6380(96)00086-1

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. (2005). The Biomarker Guide. Cambridge University Press, 489 p.

Philp R.P., Gilbert T.D. (1986). Biomarker distributions in Australian oils predominantly derived from terrigenous source material. *Organic Geochemistry,* 10(1), pp. 73-84. https://doi.org/10.1016/0146-6380(86)90010-0

Rodchenko A.P. (2016). Organic matter geochemistry of the upper-jurassic deposits in the north-east of Western Siberia and cretaceous oil genesis in the region. *Geologiya nefti i gaza = Oil and Gas Geology*, 6, pp. 107-118. (In Russ.)

Serebrennikova O.V. et al. (2012). The genesis of the oil deposits of the White Tiger (Vietnam) according to the data on the composition of saturated acyclic hydrocarbons. *Izvestiya Tomskogo Politekhnicheskogo Universiteta = The Bulletin of the Tomsk Polytechnic University,* 320(1), pp. 134-137. (In Russ.)

Van Graas G.W. (1990). Biomarker maturity parameters for high maturities: Calibration of the working range up to the oil/condensate threshold. *Organic Geochemistry*, 16, pp. 1025-1032. https://doi.org/10.1016/0146-6380(90)90139-Q

About the Authors

Alexander P. Afanasenkov – PhD (Geology and Mineralogy), Deputy Director General, All-Russian Research Geological Oil Institute; Leading Researcher, Department of Theory for the Development of Oil and Gas Fields, Lomonosov Moscow State University

36, Shosse Entuziastov, Moscow, 105118, Russian Federation

Tatyana P. Zheglova – PhD (Chemistry), Leading Researcher, All-Russian Research Geological Oil Institute

36, Shosse Entuziastov, Moscow, 105118, Russian Federation

Alexander L. Petrov – Geologist, All-Russian Research Geological Oil Institute

36, Shosse Entuziastov, Moscow, 105118, Russian Federation

E-mail: a.petrov@vnigni.ru

Manuscript received 2 October 2018;
Accepted 7 November 2018;
Published 30 March 2019

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ
DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.64-70
УДК 553.98:551.736(571.56-15)

Перспективы нефтегазоносности Алдано-Майского прогиба

*А.Ф. Сафронов, О.Н. Чалая, И.Н. Зуева, А.И. Сивцев**
Институт проблем нефти и газа Сибирского отделения РАН, Якутск, Россия

Рассматриваются перспективы нефтегазоносности Алдано-Майского прогиба, расположенного в юго-восточной части Сибирской платформы. Приведена краткая литолого-стратиграфическая характеристика рифейско-кембрийского разреза, рассмотрены особенности состава органического вещества и его битуминозной части. На основе анализа истории геологического развития и результатов сейсморазведочных работ (2014 г.) территория приплатформенной части Алдано-Майского прогиба (АМП) по западной границе расширена до среднего течения р. Амга. По геолого-геохимическим данным в разрезе прогиба выделены три потенциальных резервуара нефти и газа. Выделены наиболее перспективные участки: среднее течение р. Ингили (правый приток р. Мая), где обнажается Ингилийский выход кристаллического фундамента (Хабаровский край), и ряд антиклинальных структур в приплатформенной части, на Алдано-Амгинском междуречье Республика Саха (Якутия).

По результатам сейсморазведочных работ, выполенных АО «Якутскгеофизика» в 2014-2016 гг., выделено 6 локальных малоамплитудных структур субмеридионального простирания: Белькачинская, Билирская, Тарынг-Эльгинская, Южно-Билирская, Мильская, Тарынгская, из которых наиболее перспективным объектом, на наш взгляд, может быть Белькачинская локальная структура, расположенная на западной окраине АМП. В ее западной периклинали установлен выход нефти на дневную поверхность. Сделан вывод о том, что в долгосрочной перспективе целесообразна постановка вопроса о продолжении исследований продуктивности верхней части малгинской свиты среднего рифея как потенциального объекта добычи сланцевых нефти и газа.

Ключевые слова: Алданская антеклиза, Алдано-Майский прогиб, малгинская свита, доманикоидные отложения, перспективные нефтегазоносные комплексы, сланцевая нефть

Для цитирования: Сафронов А.Ф., Чалая О.Н., Зуева И.Н., Сивцев А.И. (2019). Перспективы нефтегазоносности Алдано-Майского прогиба. *Георесурсы*, 21(1), с. 64-70. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.64-70

Введение

Алдано-Майский прогиб (АМП) расположен на территории Республики Саха (Якутия) и Хабаровского края. На севере АМП граничит с Предверхоянским прогибом, на западе и юго-западе он наложен на восточный склон Алданской антеклизы, а на востоке ограничен Нельканo-Кыллахской надвиговой зоной Южно-Верхоянского складчатого пояса.

В результате выполненных к настоящему времени исследований территория Алдано-Майского прогиба покрыта геологической съемкой, аэромагнитными и гравиметрическими исследованиями масштабов 1:1000000 м 1:200000. Электроразведочные работы выполнены в ограниченном объеме. Сейсморазведка проводилась с 1976 по 1979 гг. в модификации методом отраженных волн (МОВ) по однократной системе наблюдений, в период 1980-1984 гг. – методом общей глубинной точки (МОГТ) шести-двенадцатикратного профилирования. В течение 2005-2012 гг. ОАО «Якутскгеофизика» занималась региональными сейсморазведочными исследованиями методом общей глубинной точки (МОГТ-2Д) на Алдано-Майском, Восточно-Алданском, Хандыгском и Юдомо-Майском (Хабаровский край) объектах общим объемом 2910,3 пог. км по методике МОГТ шестидесятикратного профилирования. В 2012-2014 гг. сейсморазведкой в пределах Амгино-Алданского объекта была охвачена незначительная часть рассматриваемой территории (200 пог. км). Общий суммарный объем сейсмических профилей в пределах АМП составил 5509,3 пог. км, а достигнутая плотность – 0.09 км/км^2 (в старых границах АМП).

Разрез АМП изучен по данным глубокого бурения в скважинах: Усть-Майская-366, Мокуйская-1, Лахандинская-1, Хочомская-1 и Джебарики-Хаинская.

Отложения по подошве малгинской свиты в современном структурном плане АМП, согласно полученным геолого-геофизическим данным и результатам глубокого бурения, залегают моноклинально и резко погружаются в зоне Нелькано-Кыллахских надвигов (Рис. 1).

Осадочный чехол АМП сложен терригенно-карбонатными образованиями рифей-венд-кембрийского возраста мощностью до 7-8 км. Нижнерифейские отложения представлены красноцветными косослоистыми кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, которые перекрываются доломитами. Среднерифейские отложения в пределах АМП залегают с угловым несогласием на отложениях нижнего рифея. Средне- и верхнерифейские мелководные, морские и лагунно-морские отложения сложены доломитами, известняками, мергелями, песчаниками, алевролитами и сланцами (Нафиков, 2013). На разных стратиграфических уровнях кембрийских и вендских отложений залегают незначительные по мощности терригенные породы (песчаники, алевролиты и аргиллиты) укугутской свиты нижней юры.

По нашим представлениям, в верхнем докембрии и раннем палеозое АМП являлся частью верхнепротерозойско-нижнепалеозойской пассивной континентальной окраины востока Сибирского кратона. В среднем палеозое (средний-верхний девон) эта континентальная окраина

* *Ответственный автор: Алексей Иванович Сивцев*
E-mail: maraday@yandex.ru

© 2019 Коллектив авторов

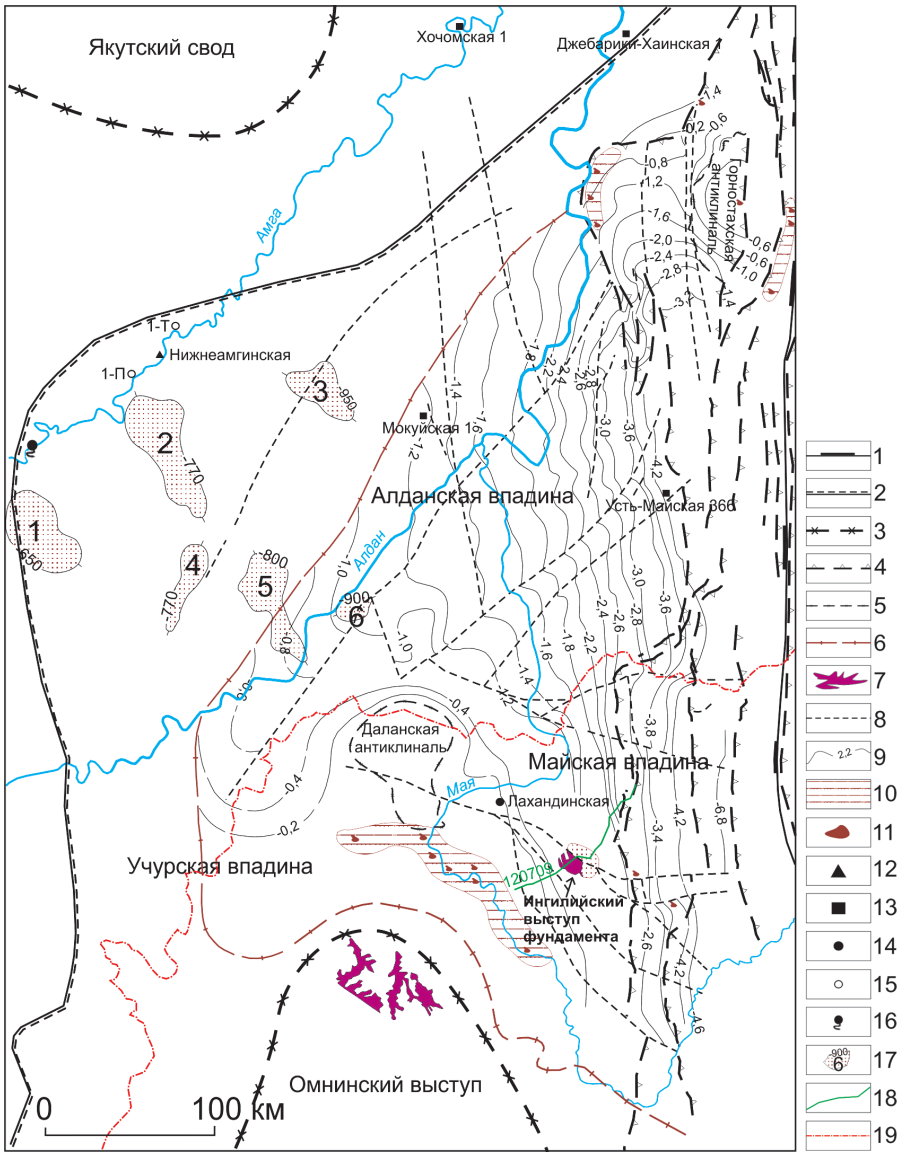


Рис.1. Структурно-тектоническая схема Алдано-Майского прогиба по подошве малгинской свиты (по данным ОАО «Якутскгеофизика» с уточнениями и дополнениями). Границы: 1 – надпорядковых структур, 2 – Алдано-Майского прогиба, 3 – структур I порядка, 4 – Нелькано-Кыллахской зоны; 5 – локальных структур, 6 – выклинивания малгинской свиты; 7 – выходы пород фундамента на дневную поверхность; 8 – тектонические нарушения; 9 – изогипсы подошвы малгинской свиты в км; 10 – зоны выходов горючих сланцев на дневную поверхность; 11 – скальные обнажения горючих сланцев малгинской свиты; скважины: 12 – опорные, 13 – параметрические, 14 – колонковые, 15 – гидрогеологические; 16 – естественный выход нефти; 17 – перспективные структуры по подошве вендских отложений: 1 – Белькачинская, 2 – Билирская, 3 – Тарынг-Эльгинская, 4 – Южно-Билирская, 5 – Мильская, 6 – Тарынгская; 18 – сейсмопрофиль 120709, 19 – административная граница Республики Саха (Якутия).

подверглась рифтогенезу (Сафронов, 2017). В поздней юре – раннем мелу в процессе закрытия Оймяконского океанического бассейна (залива) на рифейско-нижнепалеозойскую моноклиналь были надвинуты тектонические пластины Южно-Верхоянского складчатого пояса.

С позиций нафтидонасыщенности разреза АМП не имеет аналогов среди других зон сочленений платформенной структуры со складчатым поясом по всему периметру Сибирской платформы (Байкало-Патомский складчатый пояс, Таймырская зона, Западно-Верхоянский складчатый пояс). Здесь широко развиты различные нафтидопроявления – от сингенетичной битуминозности до капельно-жидкой нефти, вязких и твердых природных битумов.

Это обусловлено большим количеством факторов, главным из которых, на наш взгляд, является высокая биопродуктивность рифейских бассейнов морской седиментации, в которых происходило накопление в терригенно-карбонатных отложениях органического вещества (ОВ) сапропелевого типа. В качестве неблагоприятного фактора можно отметить отсутствие надежных регионально выдержанных флюидоупоров (соленосных и глинистых пластов), хотя на отдельных участках отмечается оптимальное сочетание залегания субпокрышек и коллекторов. Субпокрышками в пределах АМП могут быть глинистые разности карбонатных отложений, алеврито-аргиллитовые толщи и т.д. Нужно заметить, что в пределах Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области ботуобинский горизонт, содержащий основные запасы нефти и газа, экранируется пачкой (от 17 до 20 м) доломитов с прослоями ангидритов, ангидрито-доломитов.

Вместе с тем территория АМП все еще остается слабоизученной и на всех изданных картах перспектив нефтегазоносности относится к категории малоперспективных.

В разрезе АМП, вслед за В.Л. Ставцевым и др., мы выделяем с некоторыми уточнениями три интервала с благоприятным соотношением материнских пород, коллекторов и экранирующих толщ (Ставцев и др., 1976; Шишкин и др., 2010; Берзин и др., 2011; Нафиков, 2013): малгинско-ципандинский, лахандинский и вендский.

Прежде всего, это верхняя часть разреза малгинской свиты – черные битуминозные известняки толщиной 15-30 м. Обогащённые органическим веществом битуминозные (доманикоидные) породы малгинской свиты многими исследователями рассматриваются как нефтематеринские (Баженова и др., 2011; Баженова, Маргулис, 2014; Чалая и др., 2015). В разрезе свиты у скалы Малгина (р. Мая) мощность доманикоидной пачки составляет 14 м. Снизу вверх в ее составе выделяются массивные

микрозернистые светло-серые битуминозные известняки, изредка с кавернами, заполненными вязким темно-коричневым битумом. Выше по разрезу идет переслаивание массивных, серых, микрозернистых известняков с тонкоплитчатыми, от темно-серых до черных, глинистыми известняками. Нужно заметить, что на северо-востоке АМП, ближе к складчатой зоне, мощность малгинской свиты увеличивается до 400 м, соответственно верхняя битуминозная часть – до 140 м.

С малгинской свитой связывают Майский очаг нефтегазогенерации, который наиболее обогащен ОВ. В рифее Сибирской платформы он был самым продуктивным, но сохранность генерированных углеводородов (УВ) низкая. По оценке Т.К. Баженовой с соавторами, суммарные масштабы эмиграции жидких УВ составляют 204,6 млрд т, газообразных – 73,5 трлн нм^3 (Баженова и др., 2011).

Лахандинская серия позднего рифея представлена 2 свитами: нерюенской и игниканской. Серия сложена пестрым комплексом терригенных и карбонатных пород. На южном эродированном борту АМП в верхней трети нерюенской свиты установлены многочисленные линзы закированных песчаников протяженностью в несколько километров, что свидетельствует о широком развитии процессов латеральной миграции.

Вендские отложения, очевидно, не вошли полностью в главную зону нефтеобразования (ГЗН). Возможно, только самые нижние горизонты в процессе накопления нижнеюрских отложений генерировали жидкие УВ. Вместе с тем, в керне Нижнеамгинской скважины, извлеченном из толбинской (аналог буягинской) свиты венда, в интервалах 946-966 м и 980-991 м была отмечена жидкая нефть с пузырьками газа. Нужно отметить, что с вендскими отложениями связаны гигантские и крупные месторождения нефти и газа Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции.

Методы исследований

Комплекс аналитических исследований по геохимии ОВ включал определение содержания органического углерода в породе ($C_{орг}$), горячую экстракцию битумоида (ХБ) из пород хлороформом, определение группового компонентного состава методом колоночной хроматографии, структурно-группового состава ХБ и их фракций методом ИК-Фурье спектроскопии на спектрометре «Protege 460» фирмы «Nicolet» в диапазоне волновых чисел 500-4000 см$^{-1}$. а также хромато-масс-спектрометрические исследования насыщенных УВ на системе ГХ/МС, включающей газовый хроматограф Agilent 6890, имеющий интерфейс с высокоэффективным масс-селективным детектором Agilent 5973N. В целом, проанализировано 19 образцов из отложений рифея, представляющих разрезы малгинской, ципандинской и лахандинской свит по р. Мая на участке от пос. Нелькан вниз до пос. Аим, и 25 образцов по разрезам от устья Омня по р. Аим (левый приток р. Мая) вниз до устья р. Юдома по р. Мая.

Экспериментальная часть

По данным собственных аналитических исследований и результатам, полученным другими исследователями, в сапропелевых мергелях и известняках малгинской свиты содержание $C_{орг}$ составляет от 0,7 до 6-9%, в прослоях горючих сланцев оно сопоставимо с таковым в доманикоидных горизонтах 13-15% (Баженова и др., 2011; Баженова, Маргулис, 2014; Чалая и др., 2015). Установлено, что породы малгинской свиты опускались на глубину до 3000 м. Уровень катагенетического преобразования ОВ рифейских пород на южной периферии АМП отвечает термодинамическим условиям главной зоны нефтеобразования – $МК_2$. По нашим данным выход ХБ на породу составляет от следов до 0,136-0,278% и более высоких значений 0,440-0,530%, что более чем на порядок превышает содержание ХБ в породах вышележащих ципандинской свиты и лахандинской серии отложений. В углеводородном составе ХБ малгинской свиты, как и всех изученных битумоидов по разрезу отложений позднего-среднего рифея, преобладают метаново-нафтеновые УВ – 63-88%. По результатам ГХ/МС состав насыщенных УВ характеризуется доминированием н-алканов (69-80%), низким соотношением изопреноидов к н-алканам (0,1-0,2), близким к единице соотношением нч/ч по всему ряду н-алканов и преобладанием низкомолекулярных гомологов в составе н-алканов с максимумом в области (н-C_{16-19}). Эти особенности состава насыщенных УВ характерны для аквагенного ОВ, формировавшегося в восстановительной обстановке осадконакопления и диагенеза. Обращает внимание факт присутствия в аргиллите малгинской свиты 12-и 13-метилалканов, которые обнаружены в небольших концентрациях (1,8%) и представлены первыми членами гомологического ряда.

По данным ИК-Фурье спектроскопии в химической структуре ХБ в широком диапазоне варьирует соотношение между содержанием алифатических структур, ароматических циклов и количеством кислородсодержащих групп и связей. Установленные по разрезу малгинской свиты большие вариации в распределении выхода ХБ, содержания масел, смол и асфальтенов в групповом компонентном составе ХБ указывают на присутствие широкой гаммы битуминозных разностей – от сингенетичных и параавтохтонных, эпигенетичных и остаточных битумоидов. Данное обстоятельство можно рассматривать как свидетельство происходивших процессов генерации и эмиграции генерированных нефтематеринскими породами УВ как внутри самой малгинской свиты, так и за её пределы (Чалая и др., 2015).

В средней части разреза ципандинской свиты отмечаются редкие прослои (0,8-1,2 м) битуминозных разностей с высоким содержанием $C_{орг}$ (2,7-5,3%). Выход ХБ в породах – от следов до средних значений 0,025%. В групповом составе ХБ доминируют асфальтово-смолистые компоненты. Содержание масел составляет 39,8%, что значительно выше среднего значения по малгинской свите (25,8%). В структурно-групповом составе ХБ алифатические соединения преобладают над ароматическими циклами. В углеводородном составе ХБ доминируют алканы нормального строения, в которых относительно низко- и высокомолекулярные гомологи содержатся практически в равных количествах. Н-алканы преобладают над изопреноидами.

Резервуаром для малгинских и ципандинских нефтей могли послужить кавернозные доломиты верхней части ципандинской свиты, перекрытые аргиллитами кумахинской свиты верхнего рифея. Верхняя часть ципандинской

свиты отличается высокой кавернозностью. В бассейне р. Ингили в кавернозном горизонте ципандинской свиты на 1 квадратный дециметр поверхности некоторых образцов было отмечено до 10 крупных (не менее 0,5 см в поперечнике) каверн и множество более мелких каверн и трещин, выполненных твердым нафтидом.

В отложениях лахандинской серии свит позднего рифея содержание $C_{орг}$ в породе изменяется в интервале от 1,0 до 4,8%. В целом, содержание $C_{орг}$ ниже по сравнению с образцами из нижележащих малгинской и ципандинской свит. Породы существенно различаются по выходу ХБ от 0,007 до 0,265%. Групповой компонентный состав ХБ с низким содержанием асфальтенов (2,7-2,9%) и высоким содержанием масел (до 55,3%) с преобладанием в их составе метаново-нафтеновых УВ (до 81,2%) скорее всего указывает на эпигенетичный характер битумов (β до 17,4%), которые относятся к классу мальт. Приводимый состав ХБ, на наш взгляд, обусловлен более высокой степенью катагенетической преобразованности ОВ пород лахандинской серии по сравнению с малгинской свитой. По мнению некоторых исследователей, повышенный, не совпадающий со своим региональным уровнем катагенез ОВ определяется локальными тепловыми воздействиями трапповых даек (Лобзакова и др., 1987). Резервуаром для лахандинских нефтей могли служить кварцевые песчаники кандыкской свиты, перекрытые алевролито-аргиллитовыми разностями этой свиты. Так, в ходе полевых работ в бассейне р. Мая отмечались переслаивания насыщенных полужидкими нафтидами алевролитов и кварцевых песчаников кандыкской свиты.

Вендские карбонатные отложения содержат небольшое количество ОВ – 0,23-0,41%, достигая в отдельных образцах более высоких значений – до 0,90%. В групповом составе ХБ содержание масел варьирует от 46% в синбитумоидах до 69% в эпигенетических разностях (β = 58-108%). Количество смол изменяется от 25 до 51%, асфальтенов – от 1,9 до 15,4%. В углеводородном составе преобладают метаново-нафтеновые УВ. Насыщенные УВ характеризуются преобладанием алканов нормального строения, составляющих 72,85% от суммы идентифицированных УВ, а в их составе – относительно низкомолекулярных гомологов с максимумом на $нC_{16}$-$нC_{17}$. Содержание изопреноидов – 11%, соотношение пристан/фитан составляет 1,24 в аргиллите и 0,90 в известняке. ХБ вендских отложений характеризуется присутствием 12- и 13-метилалканов, на долю которых приходится около 7%. Резервуаром для вендских нефтей могут служить терригенные отложения сарданинской свиты, перекрытые существенно глинистыми разностями пестроцветной свиты нижнего кембрия.

Результаты и обсуждение

История геологического развития АМП изучена относительно слабо. Вместе с тем, пологое моноклинальное залегание отложений от среднего рифея до среднего кембрия включительно позволяет сделать предположение о том, что в позднем докембрии – раннем палеозое эта территория представляла собой пассивную континентальную окраину, практически лишенную высокоамплитудных пликативных или приразломных структур, которые можно было бы рассматривать в качестве потенциальных ловушек.

В этой связи, определенный интерес представляет собой крупный Ингилийский выступ кристаллического фундамента, начавший обособляться, по-видимому, с раннего рифея (Рис. 2). Здесь на склонах Ингилийского выступа кристаллического фундамента перспективы нефтегазоносности связываются с зонами выклинивания венд-рифейских отложений. Так, в колонковой скважине, пробуренной на северо-восточном склоне выступа с целью оценки на металлоносность, зафиксировано нефтепроявление на глубине 40 м из вендских отложений (устное сообщение С.Ю. Севостьянова, главного геолога АО «Якутскгеофизика», 2015 г.), которое можно рассматривать, как прямой признак наличия залежей нефти в более глубокозалегающих горизонтах.

На современном уровне изученности строения и истории геологического развития данной территории трудно однозначно говорить о механизме обособления этого тектонического элемента. Скорее всего, это или результат более медленного погружения этого выступа кристаллического фундамента на фоне общего погружения структуры пассивной континентальной окраины или конседиментационного воздымания этого блока. Но в том или ином случае, поверхность этого выступа не была ареной сколько-нибудь масштабной седиментации. В течение всего последующего временного периода на восточном склоне этого выступа выклинивались слои рифейских отложений, образуя своеобразную структуру прилегания, которая могла играть роль ловушки для мигрировавших с востока УВ. К концу позднерифейского времени Ингилийский выступ кристаллического фундамента представлял собой крупный высокоамплитудный блок (более 1000 м) площадью более 2 тыс. кв. км (Рис. 2). По нашим представлениям, большая часть территории АМП представляла собой в позднем докембрии – раннем палеозое «зону транзита» углеводородов, генерированных в пределах этой пассивной континентальной окраины. Поэтому значительные объемы УВ, мигрировавших из зон генерации, были «размазаны» как в пластах-коллекторах, представленных преимущественно кавернозно-поровотрещинными карбонатными породами. Исходя из анализа геологического развития АМП, являвшегося в позднем докембрии – раннем палеозое частью обширной восточной пассивной континентальной окраины, характера строения и состава рифей-вендского разреза, широкого развития на территории нафтидопроявлений разного характера и масштаба, можно однозначно утверждать о

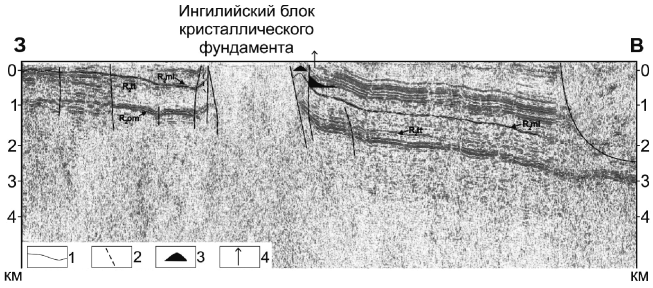


Рис. 2. Субширотный сейсмогеологический профиль 120709 через центральную часть Ингилийского блока кристаллического фундамента (по данным ОАО «Якутскгеофизика»). 1 – подошва малгинской свиты среднего рифея, 2 – тектонические нарушения, 3 – предполагаемые залежи нефти, 4 – место бурения колонковой скважины.

широком развитии процессов латеральной и вертикальной миграции УВ на рассматриваемой территории. УВ, генерированные в рифейских отложениях, могли мигрировать в западном направлении по региональному воздыманию пластов, которое сохранялось в течение длительного отрезка времени.

Полученные в последние годы (2014-2016 гг.) результаты сейсморазведочных работ показали продолжение приплатформенного крыла АМП до среднего течения р. Амга, что позволяет расширить его территорию (Рис. 1). Данное обстоятельство объясняет природу наличия нефтенасыщенных пластов в среднем течении р. Амга за счет латеральной миграции из АМП и делает район среднего течения р. Амги главной зоной аккумуляции УВ, образованных в Майском очаге генерации.

Вещественным подтверждением латеральной миграции УВ из зон генерации можно рассматривать установление нефтенасыщенности вендских доломитов в Нижнеамгинской скважине и капельножидкой нефти танхайской свиты среднего кембрия в ряде гидрогеологических скважин, пробуренных в 70-80 гг. прошлого столетия по правобережью р. Амга (Рис. 1) на глубинах 282 м и 83 м (Каширцев и др., 2004). В 2012 г. южнее района этих скважин сотрудниками Института проблем нефти и газа Сибирского отделения РАН в пойме р. Амга был обнаружен естественный выход нефти (Сафронов и др., 2014).

В качестве вещественных следов латеральной и вертикальной миграции УВ можно привести многочисленные нафтидопроявления, например, в бассейне р. Мая, в 50 км выше устья р. Юдома на протяжении не менее 100 км. В Лахандинской скважине, пробуренной на р. Бол. Лаханде – правом притоке р. Мая, в 6 км от устья, из отложений малгинской свиты среднего рифея с интервала 510,83-513,17 м был поднят керн с включениями капельножидкой нефти светло-желтого цвета. К сожалению, результаты анализа нефти не сохранились. Здесь же, в верховьях р. Лаханда, среди известняков лахандинской серии выявлен 2-метровый пласт среднезернистых черных кварцевых песчаников, содержащих 10,2-13,1 % битума типа асфальтита. При горении битум вскипает, превращаясь в легкоподвижную жидкость (Дымович и др., 2012).

По результатам сейсморазведочных работ АО «Якутскгеофизика» (2014-2016 гг.) выделены структурные ловушки в приплатформенной части АМП (Рис.1). Здесь на современном уровне изученности установлены 6 локальных малоамплитудных антиклинальных структур субмеридионального простирания: Белькачинская, Билирская, Тарынг-Эльгинская, Южно-Билирская, Мильская, Тарынгская. Наиболее перспективным объектом из них, на наш взгляд, представляется Белькачинская локальная структура, расположенная на западной окраине АМП. На северной периклинали данной структуры установлен выход нефти на дневную поверхность (Сафронов и др., 2014). По нашим представлениям, Белькачинская структура в течение и венда, и всего палеозоя занимала наиболее высокое гипсометрическое положение.

Наиболее перспективным участком Хабаровской части АМП является зона выклинивания верхнерифейских отложений, приуроченная к *восточному* склону Ингилийского выступа кристаллического фундамента (Рис. 2).

В 2014 году закончена бурением Усть-Майская параметрическая скважина №366 в пределах АМП в непосредственной близости от Кыллахского поднятия. Скважина вскрыла осадочные отложения верхнего рифея, венда, нижнего-среднего кембрия, нижней-средней юры и квартера. Вскрытый геологический разрез рифейской части существенно отличается от проектного. Установлено присутствие пород усть-кирбинской свиты (251 м) и увеличение мощности кандыкской свиты с 670 м проектных до 1100 м фактических, что показало увеличение глубин залегания кровли игниканской и нерюенской свит на 750 м и 740 м, соответственно. В верхней части разреза также отмечается увеличение разреза на 269 м (юра +450 м, кембрий -330 м, венд +149 м). Таким образом, из-за некорректно принятых скоростных характеристик разреза прискладчатого крыла АМП, обусловленных слабой изученностью района, скважина №366 не достигла проектного горизонта – малгинской свиты.

По результатам бурения Усть-Майской параметрической скважины №366 не было открыто месторождение нефти и газа. Вместе с тем результаты обработки полученных материалов подтверждают высокие перспективы нефтегазоносности АМП (Соболев и др., 2017): подтверждение наличия куонамского нефтематеринского комплекса нижнего-среднего кембрия (иниканская свита), присутствие многочисленных нафтидопроявлений на уровне сарданинской свиты венда и кандыкской свиты верхнего рифея, а также выявление в разрезе верхней части лахандинской серии вероятных нефтематеринских пород.

В связи со стремительным развитием технологий добычи сланцевых нефти и газа кроме вышеприведенных перспектив нефтегазоносности определенный интерес может представлять верхняя часть разреза малгинской свиты. Как было установлено, в рифее Сибирской платформы Майский очаг нефтегазогенерации был самым продуктивным (Баженова и др., 2011; Баженова, Маргулис, 2014). По целому ряду геологических и геохимических показателей верхняя часть разреза малгинской свиты многими исследователями относится к типичной доманикоидной формации. К этой же группе относятся баженовская свита Западной Сибири, прогнозные запасы сланцевой нефти которой оцениваются в 22 млрд т, куонамская формация восточной части Сибирской платформы, кукерситы Эстонии и Ленинградской области и, собственно, доманикоидная формация, развитая на востоке Русской платформы в Предуральском прогибе.

Заключение

Наличие благоприятных высокопродуктивных нефтематеринских доманикоидных отложений рифея, широкое развитие различных нафтидопроявлений – от сингенетичной битуминозности до капельножидкой нефти, вязких и твердых природных битумов, а также наличие только субпокрышек указывают на перспективы открытия в пределах АМП преимущественно скоплений жидких УВ.

Наличие жидкой нефти и обильных признаков миграционных процессов на уровне верхнерифейских и вендских отложений в эродированных южных частях прогиба позволяет высоко оценить перспективы нефтегазоносности закрытой западной периферии АМП. Последние полученные сейсморазведочные данные позволяют расширить

западную периферию приплатформенной части АМП до среднего течения р Амга, где установлены многочисленные вещественные доказательства наличия жидких УВ.

Первоочередной интерес при дальнейших нефтегазопоисковых работах представляют закартированные локальные малоамплитудные антиклинальные структуры субмеридионального простирания на западной приплатформенной части АМП, где в непосредственной близости от одной из них обнаружен поверхностный выход нефти в кембрийских отложениях. Здесь ожидаются скопления нефти с повышенной плотностью в структурно-литологических ловушках.

Благодарности

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензенту, доктору геолого-минералогических наук, профессору Евгении Емельяновне Карнюшиной за ценные замечания и пожелания по доработке рукописи, позволившие существенно улучшить содержание работы.

Работа выполнена в рамках выполнения проекта ФНИ СО РАН «Геологическое строение, геохимия органического вещества и перспективы нефтегазоносности потенциально нефтегазоносных территорий Восточной Якутии и шельфа Восточно-Сибирского моря».

Литература

Баженова Т.К., Дахнова М.В., Можегова С.В. (2011). Верхний протерозой Сибирской платформы – основной источник нефтегазоносности её домезозойского мегабассейна. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 6(2). http://ngtp.ru/rub/2011/17_2011.html

Баженова Т.К., Маргулис Л.С. (2014). Нефтегазообразование в Алдано-Майском бассейне Сибирской платформы. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 9(4). https://doi.org/10.17353/2070-5379/44_2014

Берзин А.Г., Оболкин А.Г., Севостьянов С.Ю., Егошин А.А., Дьяконова В.А. (2011). Новые данные по геологии Алдано-Майского прогиба. *Отечественная геология*, 6, с. 21-26.

Дымович В.А., Васькин А.Ф., Опалихина Е.С., Кисляков С.Г., Атрашенко А.Ф., Романов Б.И., Зелепугин В.Н., Шаров Л.А., Леонтьева Л.Ю. (2012). Государственная Геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53 – Нелькан. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 364 с.

Каширцев В.А., Сафронов А.Ф., Микуленко К.И., Зуева И.Н., Чалая О.Н. (2004). Геохимия венд-кембрийских нефтепроявлений Лено-Амгинского междуречья (Сибирская платформа). *Актуальные вопросы геологии нефти и газа Сибирской платформы: Сб. научных статей.* Якутск: ЯФ СО РАН, с. 156-167.

Лобзакова Т.В., Баженова Т.К., Бочковская А.В., Зуева И.Н., Парпарова Г.М., Чалая О.Н. (1987). Органическое вещество нефтегазоматеринских формаций кембрия и верхнего докембрия востока Сибирской платформы, его генетическая иприрода и история преобразования. *Геология и геохимия нефтегазоносных и угленосных районов Якутии: Сб. науч. тр.* Якутск: ЯФ СО АН СССР, с. 86-99.

Нафиков И.Ф. (2013). Особенности геологического строения и нефтегазоносности Алдано-Майской впадины. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 8(3). https://doi.org/10.17353/2070-5379/34_2013

Сафронов А.Ф. (2017). История геологического развития шельфа Восточно-Сибирского моря. *Наука и образование*, 1, с. 7-12.

Сафронов А.Ф. Чалая О.Н., Зуева И.Н., Александров А.Р. (2014). Естественный выход нефти в пойме р. Амга. *Геология и геофизика*, 55(11), с. 1661-1666. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.10.006

Соболев П.Н., Шиганова О.В., Дыхан С.В., Ахметова А.Р. (2017). Новые данные о перспективах нефтегазоносности Алдано-Майской впадины. *Геология и геофизика*, 58(3-4), с. 643-656. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.03.002

Ставцев А.Л., Потапов С.В., Неволин Б.С., Гудзенко В.Т. (1976). Стратиграфия осадочного чехла восточных склонов Алданского щита в связи с нефтегазоносностью. *Советская геология*, 3, с. 23-33.

Шишкин Б.Б., Берилко Г.А., Соболев П.Н., Старосельцев В.С., Страхов А.Н. (2010). Строение и перспективы нефтегазоносности Алдано-Майской впадины. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 4, с. 26-40.

Чалая О.Н., Зуева И.Н., Сафронов А.Ф., Глязнецова Ю.С., Лифшиц С.Х. (2015). Геохимия органического вещества рифейских отложений востока Алданской антеклизы. *Чёрные сланцы. Геология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья: Материалы Всероссийской научной конференции*. Якутск: Инф. центр Ахсаан, с. 200-204.

Сведения об авторах

Александр Федотович Сафронов (23.12.1940-10.05.2017) – главный научный сотрудник, доктор геол.-мин. наук, член-корр. РАН, Лаборатория геологии месторождений нефти и газа, Институт проблем нефти и газа Сибирского отделения РАН

Россия, 677980, Якутск, ул. Петровского, д. 2

Ольга Николаевна Чалая – зав. лабораторией, канд. геол.-мин. наук, Лаборатория геохимии каустобиолитов, Институт проблем нефти и газа Сибирского отделения РАН

Россия, 677980, Якутск, ул. Петровского, д. 2
E-mail:o.n.chalaya@ipng.ysn.ru

Ираида Николаевна Зуева – ведущий научный сотрудник, канд. геол.-мин. наук, Лаборатория геохимии каустобиолитов, Институт проблем нефти и газа Сибирского отделения РАН

Россия, 677980, Якутск, ул. Петровского, д. 2
E-mail: i.n.zueva@ipng.ysn.ru

Алексей Иванович Сивцев – старший научный сотрудник, канд. геол.-мин. наук, Лаборатория геохимии каустобиолитов, Институт проблем нефти и газа Сибирского отделения РАН

Россия, 677980, Якутск, ул. Петровского, д. 2
E-mail: maraday@yandex.ru

Статья поступила в редакцию 03.04.2018;
Принята к публикации 06.11.2018;
Опубликована 30.03.2019

IN ENGLISH

Oil and gas potential of the Aldan-Maya depression

*A.F. Safronov, O.N. Chalaya, I.N. Zueva, A.I. Sivtzev**
Institute of Oil and Gas Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation
**Corresponding author: Aleksey I. Sivtzev, e-mail: maraday@yandex.ru*

Abstract. The prospects of oil and gas potential of the Aldan-Maya depression, located in the south-eastern part of the Siberian platform, are considered. The lithological-stratigraphic characteristic of the Riphean-Cambrian section has been given, and the compositional features of the organic matter and its bituminous part have been considered. Based on

the analysis of geological development history and the seismic exploration results (2014), the platform part territory of the Aldan-Maya depression along the western border expanded to the middle flow of the Amga River. Three main oil and gas potential reservoirs were separated in the cross section of the depression on base geological and geochemical data. The most prospective areas are the middle flow of the Ingili River (the right inflow of the Maya River), where crystal basement is on the surface (Khabarovsk region), and row anticline structures at adjacent platform part near the Aldan-Amga interfluve of the Republic of Sakha (Yakutia).

According to the seismic exploration data of "Yakutskgeofizika" OJSC (2014-2016), six local low-amplitude structures of submeridional strike were identified: Belkachy, Bilir, Taryng-Elga, South-Bilir, Mil, Taryng. In our opinion the Belkachy local structure located on the western margin of the Aldan-Maya depression could be the most prospective object. In its western pericline, an oil seepage is detected on the surface. In conclusion we suggest at a long-term perspective to prolong research on oil and gas potential of the upper part of the Malgin suite of the Middle Riphean as a prospective area of shale oil and gas.

Key words: Aldan anteclise, Aldan-Maya depression, Malgin suite, domanicoid deposits, prospective oil and gas bearing complexes, shale oil

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful to the Reviewer, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor Yevgenia Ye. Karnushina (Lomonosov Moscow State University) for valuable comments and recommendations, which have been very helpful in improving the manuscript.

The work was performed in the framework of the FNI SB RAS Project "Geological structure, geochemistry of organic matter and oil and gas potential of potentially oil and gas bearing territories of Eastern Yakutia and the East Siberian Sea shelf".

Recommended citation: Safronov A.F., Chalaya O.N., Zueva I.N., Sivtzev A.I. (2019). Oil and gas potential of the Aldan-Maya depression. *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 64-70. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.64-70

References

Bazhenova T.K., Dakhnova M.V., Mozhegova S.V. (2011). Upper Proterozoic formations of Siberian platform – main source of oil and gas of Pre-Mesozoic megabasin. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika = Petroleum Geology – Theoretical and Applied Studies,* 6(2). http://ngtp.ru/rub/2011/17_2011.html (In Russ.)

Bazhenova T.K.1, Margulis L.S. (2014). Oil and gas formation in the Aldan-Maya basin (Eastern Siberia). *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika = Petroleum Geology – Theoretical and Applied Studies,* 9(4). https://doi.org/10.17353/2070-5379/44_2014 (In Russ.)

Berzin A.G., Obolkin A.P., Sevostyanov S.Yu., Egoshin A.A., Dyakonova V.A. (2011). New geological data on the Aldan Mayan depression. *Otechestvennaya geologiya*, 6, pp.21-26. (In Russ.)

Chalaya O.N., Zueva I.N., Cafronov A.F., Glyaznetsova Yu.S., Lifshits S.Kh. (2015). Geochemistry of organic matter in the Riphean deposits of the east of the Aldan Anteclise. *Chernye slantsy. Geologiya, geokhimiya, znachenie dlya neftegazovogo kompleksa, perspektivy ispol'zovaniya kak al'ternativnogo uglevodorodnogo syr'ya*: *Materialy Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii* [Proc. All-Russ. Sci. Conf.: Black shales. Geology, geochemistry, importance for the oil and gas complex, prospects for use as an alternative hydrocarbon resources]. Yakutsk: Akhsaan Inf. Center, pp. 200-204. (In Russ.)

Dymovich V.A., Vas'kin A.F., Opalikhina E.S., Kislyakov S.G., Atrashenko A.F., Romanov B.I., Zelepugin V.N., Sharov L.A., Leont'eva L.Yu. (2012). State Geological Map of the Russian Federation. 1:1000000. Far Eastern series. St.-Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory, 364 p. (In Russ.)

Kashirtsev V.A., Safronov A.F., Mikulenko K.I., Zueva I.N., Chalaya O.N. (2004). Geochemistry of the Vendian-Cambrian oil shows of the Lena-Amginsky interfluve (Siberian platform). *Aktual'nye voprosy geologii nefti i gaza Sibirskoi platformy: Sb. nauchnykh statei* [Current issues of oil and gas geology of the Siberian platform: Coll. papers]. Yakutsk, YaF SB RAS, pp. 156-167. (In Russ.)

Lobzakova T.V., Bazhenova T.K., Bochkovskaya A.V., Zueva I.N., Parparova G.M., Chalaya O.N. (1987). The organic matter of the oil and gas source formations of the Cambrian and the Upper Precambrian of the east of the Siberian platform, its genetic nature and history of transformation. *Geologiya i geokhimiya neftegazonosnykh i uglenosnykh raionov Yakutii: Sb. nauch. tr*. [Geology and geochemistry of oil and gas and coal-bearing areas of Yakutia: Coll. papers]. Yakutsk: YaF SB RAS USSR, pp. 86-99. (In Russ.)

Nafikov I.F. (2013). Geological structure and petroleum potential of Aldan-Maya depression (Siberian platform). *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika = Petroleum Geology – Theoretical and Applied Studies,* 8(3). https://doi.org/10.17353/2070-5379/34_2013 (In Russ.)

Safronov A.F. (2017). Geological History of the Shelf of The East Siberian Sea. *Nauka i obrazovanie*, 1, pp. 7-12. (In Russ.)

Safronov A.F., Chalaya O.N., Zueva I.N., Aleksandrov A.R. (2014). A natural oil seep in the floodplain of the Amga River (Siberian Platform). *Russian Geology and Geophysics,* 55(11), pp. 1316-1320. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.10.006 (In Russ.)

Shishkin B.B., Berilko G.A., Sobolev P.N., Starosel'tsev V.S., Strakhov A.N. (2010). The structure and oil and gas potential of the Aldan-May basin. *Neftegazovaya Geologiya. Teoriya i Praktika = Petroleum Geology – Theoretical and Applied Studies*, 4, pp. 26-40. (In Russ.)

Sobolev P.N., Shiganova O.V., Dykhan S.V., Akhmedova A.R. (2017). New data on the petroleum potential of the Aldan-Maya depression. *Russian Geology and Geophysics*, 58(3-4), pp. 529-540. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.03.002 (In Russ.)

Stavtsev A.L., Potapov S.V., Nevolin B.S., Gudzenko V.T. (1976). Stratigraphy of the sedimentary cover of the eastern slopes of the Aldan shield in connection with petroleum potential. *Sovetskaya geologiya*, 3, pp. 23-33. (In Russ.)

About the Authors

Alexander F. Safronov (23.12.1940-10.05.2017) – Chief Researcher, DSc (Geology and Mineralogy), Corresponding member of the Russian Academy of Sciences, Institute of Oil and Gas Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

2, Petrovsky st., Yakutsk, 677980, Russian Federation

Olga N. Chalaya – Head of the Kaustobiolite Geochemistry Laboratory, PhD (Geology and Mineralogy), Institute of Oil and Gas Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

2, Petrovsky st., Yakutsk, 677980, Russian Federation
E-mail: o.n.chalaya@ipng.ysn.ru

Iraida N. Zueva – Leading Researcher, PhD (Geology and Mineralogy), Institute of Oil and Gas Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

2, Petrovsky st., Yakutsk, 677980, Russian Federation
E-mail: i.n.zueva@ipng.ysn.ru

Alexei I. Sivtzev – Senior Researcher, PhD (Geology and Mineralogy), Institute of Oil and Gas Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

2, Petrovsky st., Yakutsk, 677980, Russian Federation
E-mail: maraday@yandex.ru

Manuscript received 3 April 2018;
Accepted 6 November 2018;
Published 30 March 2019

КРАТКОЕ СООБЩЕНИЕ
DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.71-76
УДК 553.983:550.849

Исследование доманиковых горных пород методом пиролитической газовой хроматомасс-спектрометрии

А.Е. Чемоданов[1], Б.И. Гареев[1], Г.А. Баталин[1], Р.С. Герасимов[2]*
[1]*Казанский федеральный университет, Казань, Россия*
[2]*Frontier Laboratories Ltd., Корияма, Япония*

В настоящей статье приводится описание новой пиролитической системы EGA/PY-3030D, разработанной специалистами компании Frontier Lab (Япония). Экспериментальная часть содержит подробное описание схемы пиролиза, применяемый температурный режим и результаты пиролиза стандартного образца, в качестве которого был принят IFP 160000. Для применяемой методики пиролиза показаны метрологические параметры (точность, повторяемость, воспроизводимость). В работе приведены результаты сравнительных пиролитических исследований образцов нефтематеринской породы (доманика) и керогена, извлеченного из нее. Приведены пирограммы и масс-спектры исследованных образцов, а также основные пиролитические параметры, характеризующие долю свободных углеводородов в породе (S_1), долю связанных углеводородов (S_2) и максимальную температуру пиролиза (T_{max}) керогена. На основании полученных данных сформулированы выводы об оценке нефтегенерационного потенциала и термической зрелости объектов исследования. Показано, что для керогена, по сравнению с нефтематеринской породой, происходит резкое уменьшение параметров S_1 и S_2, а также увеличение параметра T_{max}. Кроме того, на представленной пиролитической системе можно снимать масс-спектры выделяющихся газов (продуктов пиролиза) с возможностью идентификации групп компонентов или отдельных соединений. В качестве примера рассмотрен состав серосодержащих соединений, которые образуются в результате пиролиза керогена, выделенного из пиритсодержащей нефтематеринской породы. Получены данные, показывающие, что проведение пиролиза горных пород на рассматриваемой пиролитической системе EGA/PY-3030D не уступает классическому пиролизу по определению параметров S_1, S_2, T_{max}, а возможность снятия масс-спектров продуктов пиролиза позволяет значительно расширить круг возможностей данного оборудования.

Ключевые слова: пиролиз, нефтематеринские породы, пиро-ГХМС, термическая зрелость

Для цитирования: Чемоданов А.Е., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Герасимов Р.С. (2019). Исследование доманиковых горных пород методом пиролитической газовой хроматомасс-спектрометрии. *Георесурсы*, 21(1), с. 71-76. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.71-76

Введение

Пиролиз в геохимии является важнейшим методом исследования горных пород. С момента его открытия, пиролитические исследования всегда применялись для оценки генерационного потенциала нефтематеринских пород и установления степени категенетического созревания органического вещества (Zhao et al., 2018).

Простейшим пиролизатором является система, состоящая из камеры сгорания и одного или нескольких детекторов исходящих газов. Во второй половине прошлого века во Французском Институте нефти под руководством Дж. Эспиталье, был разработан первый прибор типа Rock Eval. Самые первые приборы уже могли работать в двух циклах (пиролиз и окисление) и получили широкое применение в геохимии. В то же время в России уже применялся аналог французского прибора – пиролизатор «ГЕОХИ-2», созданный на базе хроматографа «Цвет-100» (Лопатин, Емец 1987).

В конце 90-х годов, применяемый долгое время пиролизатор Rock Eval 2, который работал в атмосфере гелия, был заменен на Rock Eval 6 VINCI (Франция), использующийся и по настоящее время. В Rock Eval 6 газом-носителем является более дешевый азот. На сегодняшний день компания VINCI предлагает несколько комплектаций пиролизатора Rock Eval 6. Например, Rock-Eval 6 classic, оборудованный одним пламенно-ионизационным детектором, способен определять только параметры S_1, S_2 и T_{max} (Behar, Beaumont, Penteado, 2001).

Кроме инструментальных различий существует несколько вариантов самих пиролитических методов, применение которых зависит, в первую очередь, от характера исследуемого объекта. Главным образом, меняется температурная программа камеры пиролиза, а именно: температура, скорость и продолжительность нагрева. В работе (Romero-Sarmiento et al., 2015) показано, что для различных объектов целесообразно применять разные температурные режимы. Поэтому производители пиролизаторов обычно оставляют возможность создания пользовательской температурной программы, в то же время основные пиролитические методы (BulkRock, Reservoir и т.д.) уже заложены в прибор.

Помимо Франции, в других странах также разрабатывались и производились различные пиролитические системы. В качестве аналогов Rock Eval 6 в настоящее время можно назвать HAWK (Wildcat Technologies, США) и SRA (Weatherford Laboratories, США). Данные пиролизаторы имеют практически тот же принцип проведения анализа, как и Rock Eval 6, но также имеют свои преимущества и

* *Ответственный автор: Артем Евгеньевич Чемоданов*
E-mail: chemodanov41659@mail.ru

© 2019 Коллектив авторов

недостатки. Например, в пиролизаторах HAWK по умолчанию нагрев образца начинается с комнатной температуры, в связи с чем к пиролитическим показателям добавляется пик S_0, характеризующий количество сорбированных лёгких углеводородов C_1-C_7 (Козлова и др., 2017).

В Японии компанией Frontier Lab также разрабатываются пиролизаторы различных моделей, которые являются вполне применимыми для изучения геологических материалов, в том числе нефтематеринских пород. Целью настоящей работы является оценка возможностей пиролитического прибора, основанного на базе пиролитической ячейки EGA/PY-3030D (Frontier Lab, Япония) и обзор его применения при исследовании различных геологических объектов.

Экспериментальная часть

Объектами исследования являются:

- образцы нефтематеринской породы образцов доманиковых отложений Бондюжской площади Камско-Кинельской системы прогибов Республики Татарстан;
- образцы керогена, извлеченного из нефтематеринской породы в соответствии с методикой, приведенной в ряде работ (Вахин и др., 2016; Vakhin et al., 2019).

Пробоподготовка объектов пиролиза включает измельчение образцов до размеров 0,2-0,25 мм и усреднение измельченных образцов, путем перемешивания.

Применяемое оборудование и программное обеспечение. Для пиролиза используется система для пиролитических исследований геологических объектов (Пиро-ГХ/МС), включающая (Рис. 1):

- пиролитическую ячейку Frontier Lab EGA/PY-3030D;
- хроматограф Agilent 7890B;
- масс-спектрометрический детектор Agilent 5977B.

Технология Пиро-ГХ/МС основана на пиролизе навески исследуемого образца в атмосфере инертного газа с последующим хроматографическим разделением (при необходимости) продуктов пиролиза и их идентификацией с помощью масс-селективного детектора. Главным элементом данной технологии является пиролитическая ячейка PY-3030D. Это многофункциональный инструмент для реализации нескольких аналитических методов с возможностью их комбинирования в одном эксперименте. PY-3030D позволяет имитировать работу системы для термоанализа, проводить исследование образца в режиме термодесорбции, одностадийного и много-стадийного пиролиза. С этой системой можно осуществлять пиролиз при повышенном давлении, проводить его в реакционной среде, а специальная модификация этого устройства превращает его в полноценный реактор.

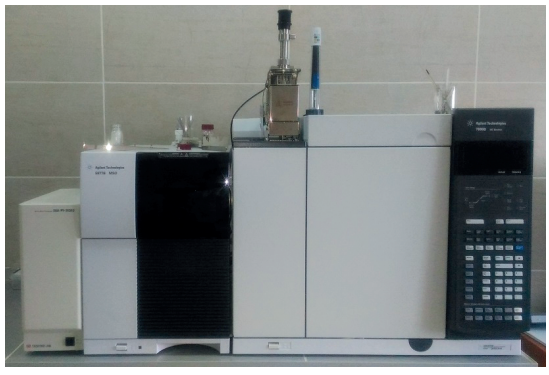


Рис.1. Система для пиролитических исследований геологических объектов

Помимо геологических исследований данная технология применяется во многих других областях, например, изучение структуры полимеров, анализ пигментов и модификаторов, мониторинг вредных примесей в пластмассах и др. (подробная информация о приборе и методе Пиро-ГХМС на сайте производителя https://frontier-lab.ru).

Главные достоинства прибора – оптимальная конструкция (отсутствуют переходные линии, интерфейсы и т.д.), экспрессность (отсутствие пробоподготовки) в большинстве видов анализа, универсальность (можно прорабатывать различные режимы и варианты анализов), довольно понятный интерфейс программного обеспечения.

Общая схема пиролиза, применяемого в данной работе, представлена на рис. 2. Температурная программа пиролитической ячейки представлена на рис. 3:

I этап – изотерма при 300°C в течение 3,43 мин;

II этап – линейный подъем температуры от 300 до 650°C со скоростью 30°C/мин в течение 15,09 мин.

Представленная температурная программа применяется при выполнении измерений на приборе Rock-Eval 6 в режиме Bulk Rock. Однако при необходимости пиролитическая ячейка позволяет устанавливать любой температурный режим, с неограниченным количеством шагов и с максимальным пределом температуры – 1050°C. Это означает, что в зависимости от характера исследуемого объекта, прибор не только позволяет проводить все классические методы пиролиза, например, Bulk Rock, Reservoir, Shale Play, Pure Organic Matter и др. (Romero-Sarmiento et al., 2015), но и создавать собственные режимы.

На первом этапе происходит выделение из образца свободных углеводородов в поровом пространстве

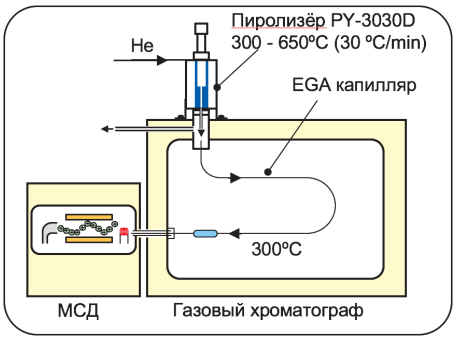


Рис. 2. Схема пиро-хроматографического комплекса в режиме анализа отходящих газов (EGA-MS)

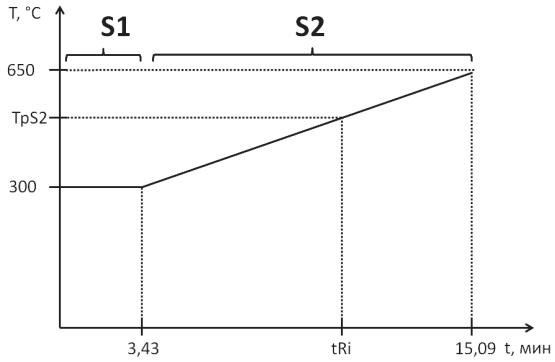


Рис. 3. Температурная программа пиролитической ячейки. Указаны временные интервалы регистрации пиков S_1 и S_2. TpS_2 – температура максимума пика S_2, tRi – время максимума пика S_2.

породы. Их количество определяется с помощью масс-спектрометрического детектора Agilent 5977B и обозначается S_1 (мг УВ/г породы).

На втором этапе определяется количество углеводородов, которые могут образоваться при полной реализации нефтематеринского потенциала горной породы. Это количество обозначается S_2 и отражает остаточный генерационный потенциал породы, то есть ту ее часть, которая еще не успела превратиться в нефть и газ в ходе ее естественной эволюции. Кроме того, на втором этапе определяется параметр T_{max} – температура максимального выхода углеводородов при крекинге керогена. T_{max} является функцией температуры максимума пика S_2.

Пиролитическая система не оборудована хроматографической колонкой, вместо которой в термостате находится металлический капилляр. Капилляр исключает деление как свободных, так и связанных углеводородов на отдельные соединения, что позволяет получить отчетливые и симметричные пики S_1 и S_2.

Результаты пиролитических исследований анализируются с помощью программного обеспечения Agilent MassHunter.

В качестве эталона для калибровки прибора и контроля точности измерений применяется стандартный образец нефтематеринской породы IFP 160000. Основные пиролитические показатели IFP 160000 приведены в табл. 1. Типичная пирограмма стандартного образца IFP 160000 приведена на рис. 4.

Методика проведения пиролиза на описанном оборудовании аттестована в соответствии с требованиями ГОСТ Р 8.563-2009 «Государственная система обеспечения единства измерений (ГСИ). Методики (методы) измерений». Свидетельство об аттестации выдано Всероссийским научно-исследовательским институтом метрологической службы (г. Москва). Основные метрологические характеристики методики приведены в табл. 2. В качестве показателя точности приведены границы относительной погрешности, а показатели повторяемости и воспроизводимости представляют собой относительные среднеквадратичные отклонения. Метрологические показатели

Параметр	Значение, мг УВ/г породы	Допустимое отклонение, мг УВ/г породы
S_1	0,14	+/- 0,07
S_2	12,43	+/- 0,50
T_{max}	416	+/- 2

Табл. 1 Пиролитические характеристики стандартного образца IFP 160000

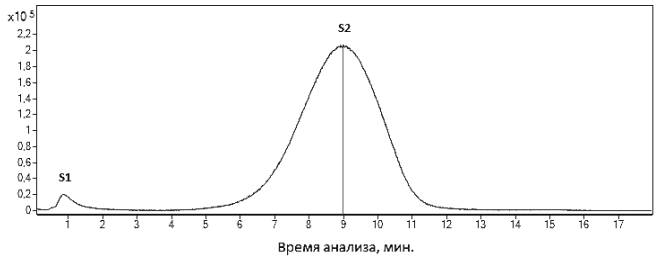


Рис. 4. Пирограмма стандартного образца IFP 160000

S_1 и S_2 представлены в виде диапазонов значений, а не конкретных чисел ввиду очень широких диапазонов измерений, которым они соответствуют. Стоит отметить, что относительно высокая погрешность определения пика S_1 в методике обуславливается широким диапазоном допустимого отклонения аттестованного значения S_1 в стандарте IFP 160000 – 0,14+/-0,07, мг/г (Табл. 1).

По показателям S_1, S_2 определяется генерационный потенциал нефтематеринской породы, а по величине T_{max} – степень категенетического созревания органического вещества.

Результаты и обсуждение

Результатом проведения одного пиролитического анализа является пирограмма – зависимость интенсивности выходного сигнала от времени анализа. В данном случае неуместно использовать термин «время выхода компонента», т.к. разделения на отдельные компоненты не происходит. Как известно, площадь хроматографического пика какого либо соединения (или группы соединений) прямо пропорциональна его массовому содержанию. Зная численные значения показателей S_1 и S_2 для стандартного образца IFP 160000, данные показатели определяются и в неизвестных образцах горных пород, при условии, что анализ проводится в одинаковых условиях. Немного сложнее обстоит дело с показателем T_{max}.

Как уже было сказано, T_{max} – это температура максимального выхода углеводородов при крекинге. По пирограмме определяется только время анализа, которое приходится на вершину пика S_2. Однако зная температурную программу пиролитической ячейки, которая является линейной в диапазоне 300-650, определяется температура максимума пика S_2 из которой, в свою очередь, вычисляется T_{max}. На рисунке 5 приведены примеры пирограмм образцов доманиковых отложений Бондюжской площади Камско-Кинельской системы прогибов Республики Татарстан (Vakhin et al., 2018). Данные образцы были отобраны с одной скважины, но с различных глубин.

Измеряемая величина	Диапазон измерений, ед. изм.	Показатель точности (границы относительной погрешности), ±δ, % при P=0,95	Показатель повторяемости (относительное среднеквадратичное отклонение повторяемости), σ_r, %	Показатель воспроизводимости (относительное среднеквадратичное отклонение воспроизводимости), σ_R,%
Массовая доля суммы свободных углеводородов (S_1), мг/г	0,05 – 20	30-60	5-13	10-25
Массовая доля суммы нерастворимых органических веществ (S_2) , мг/г	1,0 -200	15-20	2-3	7-9
Температура крекинга ОВ (T_{max}), ^{0}C	400 – 500	4	1	2

Табл. 2. Метрологические характеристики аттестованной методики пиролиза

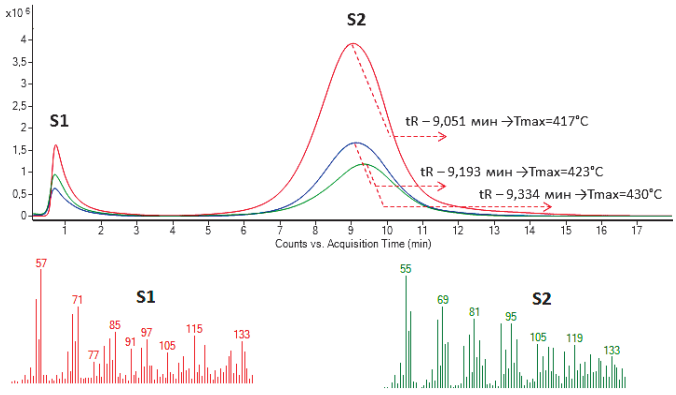


Рис. 5. Масс-спектры пиков S_1 и S_2 исследуемых образцов

Как видно из рисунка 5, вершина пика S_2 смещается в правую сторону при увеличении степени катагенетической преобразованности породы. Указанное смещение обуславливается тем, что более зрелое органическое вещество породы требует более жестких условий термического разложения. Площадь пика S_2, в свою очередь, заметно уменьшается, что указывает на снижение нефтегенерационного потенциала органического вещества с увеличением его термической зрелости.

Описываемый метод пиролиза, помимо пирограмм, также позволяет определять масс-спектры образующихся соединений, регистрируемых масс-спектрометрическим детектором. Регистрация масс-спектров производится в диапазоне от 45 до 300 а.е.м. Начало диапазона определяется необходимостью исключения влияния CO_2 на общий сигнал углеводородов.

Состав продуктов пиролиза может отличаться в зависимости от температуры нагрева. В нижней части рис. 5 приведены масс-спектры в вершинах пиков S_1 и S_2. Как можно видеть, в продуктах низкотемпературного пиролиза образцов преобладают насыщенные углеводороды (алканы и изоалканы), для которых характерны массовые числа 57,71,85 и т.д. Для пика S_2 заметно увеличение соединений с массовыми числами 55, 69, 83 и т.д., которые соответствуют нафтеновым углеводородам.

Ниже приведены данные пиролиза керогена, выделенного из образца доманиковых отложений Бондюжской площади Республики Татарстан. Кероген выделялся по методике, приведенной в работе (Vakhin et al., 2019), без стадии выделения пирита, входящего в состав его минеральной составляющей. В данном случае, содержащийся в образце пирит (его присутствие подтверждается рентгенофазовым анализом) влияет на состав продуктов как низкотемпературного, так и высокотемпературного пиролиза.

На хроматограмме (Рис. 6) появляются дополнительные пики на времени анализа на первой и двенадцатой минутах с максимумами при температурах 230 и 560°C, соответственно. Масс-детектор регистрирует несколько интенсивных ионов с m/z 48, 60, 64, 76. Эти ионы показывают присутствие в продуктах низкотемпературного и высокотемпературного пиролиза соединений SO_2 (m/z 48 и 60), COS (m/z 60) и CS_2 (m/z 76) m/z. При этом оксид-сульфид углерода и сероуглерод появляются только при высокотемпературном пиролизе, в то время как оксид серы – в обоих случаях. Их относительное содержание в выделяющихся газах можно легко установить, применяя метод внешнего стандарта в режиме SIM. Кроме того, при

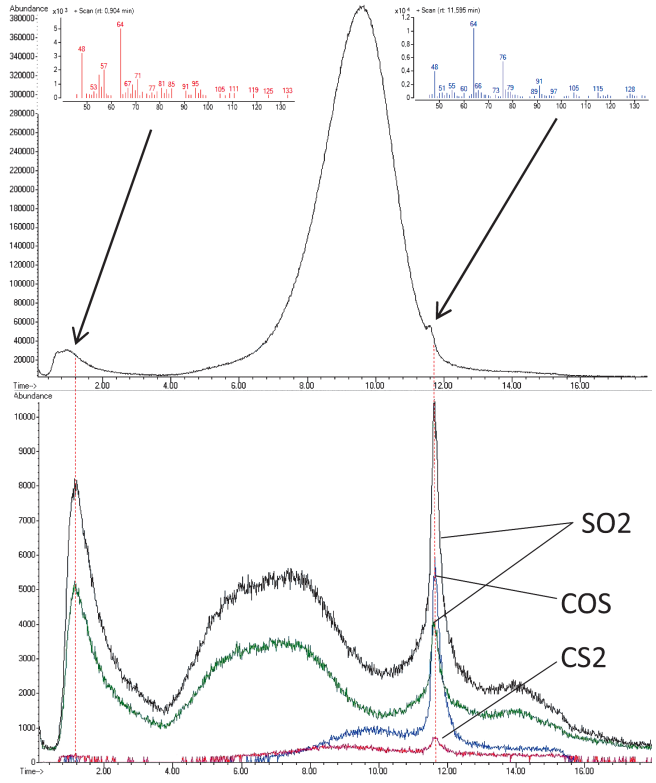


Рис. 6. Появление серосодержащих соединений на хроматограмме образцов

создании метода хроматографирования можно вообще исключить запись этих ионов, что позволит получить более точную картину пиролиза. Отсюда следует, что содержание в горных породах серосодержащих минералов может существенно влиять на результаты пиролитических исследований.

На рис. 7 приведены пирограммы образца доманика и выделенного из него образца керогена. На пирограмме заметно практически полное исчезновение пика S_1, а также значительное уменьшение пика S_2. При этом положение вершины пика S_2 незначительно смещается влево. Пиролитические характеристики исследуемых образцов приведены в табл. 3.

Уменьшение параметров S_1 и S_2 в керогене обусловлены тем, что часть углеводородов нефтематеринской породы удаляются в результате экстракции, которая является одним из этапов процесса извлечения керогена из породы. Небольшое увеличение показателя T_{max}, вероятно, обусловлено увеличением доли нерастворимой части органического вещества в связанных углеводородах.

Как уже было сказано, S_1, S_2 определяют генерационный потенциал нефтематеринской породы, а T_{max} – степень категенетического созревания органического вещества. В таблицах 4 и 5 (Тиссо, Вельте, 1981) показано, каким образом показатели данных параметров связаны с генерационным потенциалом.

На основании данных таблиц 3, 4, 5 можно сделать вывод, что генерационный образец исследуемого образца доманика является отличным как по показателю S_1, так и по S_2.

Для более точных корреляций необходимо использовать также содержание общего органического углерода ($C_{орг}$) в исследуемых образцах. На описываемом в статье приборе вполне возможно измерять этот показатель, однако при этом необходимо изменять газовую схему

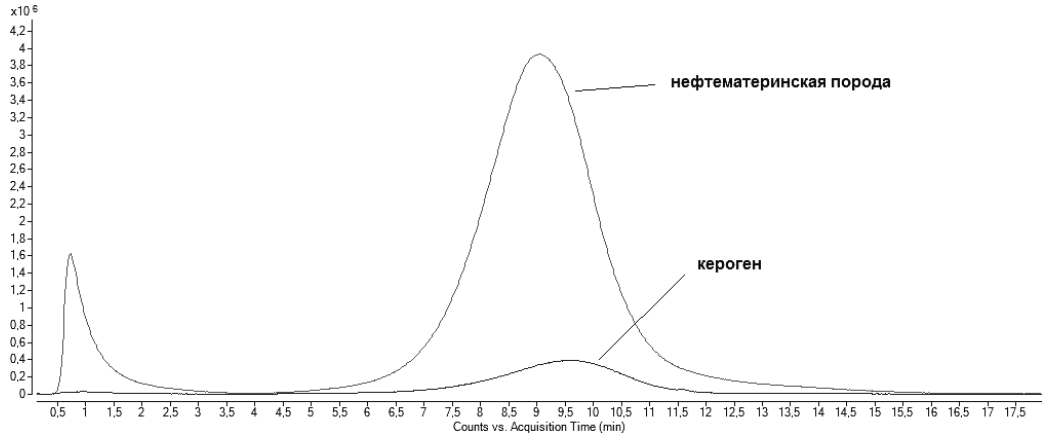


Рис. 7. Пирограммы образцов нефтематеринской породы и керогена

Образец	S_1, мг УВ/г породы	S_2, мг УВ/г породы	T_{max}, °C
Нефтематеринская порода	15,39	173,04	416
Кероген	0,36	17,31	435

Табл. 3. Результаты пиролитических исследований образцов

Генерационный потенциал нефтематеринской породы	Пиролитические показатели, мг УВ/г породы	
	S_1	S_2
Бедные	<0,5	<2,5
Удовлетворительные	0,5-1,0	2,5-5
Хорошие	1-2	5-10
Очень хорошие	2-4	10-20
Отличные	>4	>20

Табл. 4. Зависимость генерационного потенциала породы от показателей S_1 и S_2

Степень созревания органического вещества		Tmax, °C	Характер продуктов генерации
Незрелое		<435	тяжелые нефти
Зрелое	ранней зрелости	435-445	нефти
	пик нефтегенерации	445-450	нефти
	поздней зрелости	450-470	легкие нефти
Сверхзрелое		>470	газы

Табл. 5. Зависимость зрелости органического вещества пород от величины T_{max}

пиролизатора перед каждой серией образцов. В связи с этим, более целесообразным решением будет проводить измерение $C_{орг}$ на элементном CHN-анализаторе после предварительного удаления карбонатов из исследуемого образца. В любом случае, показатель $C_{орг}$ обычно напрямую связан с показателями S_1 и S_2.

Таким образом, можно сформулировать основные преимущества использования представленной пиролитической системы. Во-первых, в настоящей работе показано определение пиролитических параметров S_1, S_2 и T_{max} с одновременным снятием масс-спектров выделяющихся газов (продуктов пиролиза) с возможностью идентификации групп компонентов или отдельных соединений. Во-вторых, конструкция данного прибора позволяет заменить металлический капилляр на хроматографическую колонку, что дает возможность разложить пики S_1 и S_2 на составляющие компоненты с дальнейшей идентификацией соединений. В третьих, определяя состав продуктов пиролиза в зависимости от температуры и времени можно изучать кинетику химических реакций преобразования органического вещества. Такая совокупность преимуществ позволяет применять данный прибор для решения широкого спектра научных задач, характерных для геохимических лабораторий.

Благодарности

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров.

Авторы выражают признательность профессору, д. хим. н. Каюковой Галине Петровне за помощь в подготовке и написании статьи.

Литература

Вахин А.В., Онищенко Я.В., Чемоданов А.Е., Ситдикова Л.М., Нургалиев Д.К. (2016). Термическое преобразование битумоида доманиковых отложений татарстана. *Нефтяное хозяйство*, 10, с. 32-34.

Козлова Е.В., Спасенных М.Ю., Калмыков Г.А., Гутман И.С., Потемкин Г.Н., Алексеев А.Д. (2017). Баланс углеводородных соединений нефтяного ряда в пиролизуемом органическом веществе баженовской свиты. *Нефтяное хозяйство*, 3, с. 18-21. DOI: http://doi.org/10.24887/0028-2448-2017-3-18-21

Лопатин Н.В., Емец Т.П. (1987). Пиролиз в нефтегазовой геохимии. Москва: Наука, 144 с.

Тиссо Б. Вельте Д. (1981). Образование и распространение нефти. Москва: Мир, 501 с.

Behar F., Beaumont V., Penteado H.L. De B. (2001). Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. *Oil & Gas Science and Technology,* 56(2), pp. 111-134. DOI: http://doi.org/10.2516/ogst:2001013

Romero-Sarmiento M.-F., Pillot D., Letort G., Lamoureux-Var V., Beaumont V., Huc A.Y., Garcia B. (2015). New Rock-Eval Method for Characterization of Unconventional Shale Resource Systems. *Oil and Gas Science and Technology,* 71(37), pp. 1-9. http://doi.org/10.2516/ogst/2015007

Vakhin A.V., Mukhamatdinov I.I., Aliev F.A., Kudryashov S.I., Afanasiev I.S., Petrashov O.V., Sitnov S.A., Chemodanov A.E., Varfolomeev M.A., Nurgaliev D.K. (2018). Aquathermolysis of Heavy Oil in Reservoir Conditions with the Use of Oil-Soluble Catalysts: Part II – Changes in Composition of Aromatic Hydrocarbons. *Petroleum Science and Technology,* 36(22), pp. 1850-1856. DOI: http://doi.org/10.1080/10916466.2018.1514412

Vakhin A.V., Onishchenko Y.V., Chemodanov A.E., Sitnov S.A., Mukhamatdinov I.I., Nazimov N.A., Sharifullin A.V. (2019). The Composition of Aromatic Destruction Products of Domanic Shale Kerogen after Aquathermolysis. *Petroleum Science and Technology,* 37(4), pp. 390-395. DOI: http://doi.org/10.1080/10916466.2018.1547760

Zhao X., Zhou L., Pu X., Jiang W., Jin F., Xiao D., Han W., Zhang W., Shi Z., Li Y. (2018). Hydrocarbon-Generating Potential of the Upper Paleozoic Section of the Huanghua Depression, Bohai Bay Basin, China. *Energy & Fuels* 32(12), pp. 12351-12364. DOI: http://doi.org/10.1021/acs.energyfuels.8b03159

Сведения об авторах

Артем Евгеньевич Чемоданов – главный инженер проекта НИЦ «ГеоЛаб», Казанский федеральный университет
Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5

Булат Ирекович Гареев – главный инженер проекта НИЦ «ГеоЛаб», Казанский федеральный университет
Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5

Георгий Александрович Баталин – инженер-проектировщик, НИЦ «ГеоЛаб», Казанский федеральный университет
Россия, 420008, Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5

Роман Сергеевич Герасимов – специалист по продукции, Frontier Laboratories Ltd.
4-16-20 Сайкон, Корияма, Фукусима, 963-8862, Япония

Статья поступила в редакцию 17.02.2018;
Принята к публикации 07.03.2019; Опубликована 30.03.2019

IN ENGLISH

Research of domanic source rock by pyrolytic gas chromatography-mass spectrometry method

A.E. Chemodanov[1], B.I. Gareev[1], G.A. Batalin[1], R.S. Gerasimov[2]*
[1]Kazan Federal University, Kazan, Russia
[2]Frontier Laboratories Ltd., Koriyama, Japan
[*]Corresponding author: Artem E. Chemodanov, e-mail: chemodanov41659@mail.ru

Abstract. We applied new novel approach based on pyrolytic gas chromatography-mass spectrometry technology (Py-GCMS) developed by Frontier Lab company (Japan) in order to get the same data as it can be acquired by using conventional core analyzer. Experimental part describes the detailed measurement procedure, temperature program and outcomes acquired by using IFP 160000 as a standard sample. We have managed to demonstrate accuracy and reproducibility of tests for the domanic source rock samples and its kerogen extracted respectively. In results of this analytical challenge we were able to get pyrograms providing the S_1 (free hydrocarbons), S_2 (potential hydrocarbons), T_{max} (temperature at which the maximum rate of hydrocarbon generation is reached) information with level of confidence we usually could see doing conventional core analyzer tests. Some important conclusions regarding petroleum generation and thermal maturity have been made. S_1 and S_2 significantly decrease for kerogen samples with T_{max} growth at the same time. Moreover mass spectra data of core samples pyrolizates can be collected easily to detect certain groups of compounds. Sulfur-containing compounds temperature extracted by Py-GCMS can be measured for example. Py-GCMS technology fully comply with mainstream analytical protocol for whole-rock or kerogen analysis and even more, Py-GCMS has a lot of advantages against conventional approach providing us additional valuable information about a sample.

Keywords: pirolysis, source rock, Py-GCMS, Bulk Rock, thermal maturity

Acknowledgements

The authors are grateful to the Doctor of Chemical Sciences, Professor Galina P. Kayukova for help in preparing and writing an article.

The studies were carried out using the funds of subsidies allocated to Kazan Federal University as part of the State Program to improve the competitiveness of the Kazan Federal University among the world's leading research and education centers.

Recommended citation: Chemodanov A.E., Gareev B.I., Batalin G.A., Gerasimov R.S. (2019). Research of domanic source rock by pyrolytic gas chromatography-mass spectrometry method. *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 71-76. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.71-76

References

Behar F., Beaumont V., Penteado H.L. De B. (2001). Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. *Oil & Gas Science and Technology,* 56(2), pp. 111-134. DOI: http://doi.org/10.2516/ogst:2001013

Kozlova, E.V., Spasennykh M.Yu., Kalmykov G.A., Gutman I.S., Potemkin G.N., Alekseev A.D. (2017). Balance of the Petroleum Hydrocarbon Compounds in Pyrolyzed Organic Matter of the Bazhenov Formation. *Neftyanoe Khozyaystvo = Oil Industry,* 3, pp. 18-21. DOI: http://doi.org/10.24887/0028-2448-2017-3-18-21 (In Russ.)

Lopatin, N.V., Emets T.P. (1987). Piroliz v neftegazovoy geokhimii [Pyrolysis in oil and gas geochemistry]. Moscow: Nauka, 144 p. (In Russ.)

Romero-Sarmiento M.-F., Pillot D., Letort G., Lamoureux-Var V., Beaumont V., Huc A.Y., Garcia B. (2015). New Rock-Eval Method for Characterization of Unconventional Shale Resource Systems. *Oil and Gas Science and Technology,* 71(37), pp. 1-9. http://doi.org/10.2516/ogst/2015007

Tisso, B. Velte D. (1981). Obrazovanie i rasprostranenie nefti [The formation and distribution of oil]. Moscow: Mir, 501 p. (In Russ.)

Vakhin A.V., Mukhamatdinov I.I., Aliev F.A., Kudryashov S.I., Afanasiev I.S., Petrashov O.V., Sitnov S.A., Chemodanov A.E., Varfolomeev M.A., Nurgaliev D.K. (2018). Aquathermolysis of Heavy Oil in Reservoir Conditions with the Use of Oil-Soluble Catalysts: Part II – Changes in Composition of Aromatic Hydrocarbons. *Petroleum Science and Technology,* 36(22), pp. 1850-1856. DOI: http://doi.org/10.1080/10916466.2018.1514412

Vakhin, A.V., Onishchenko Y.V., Chemodanov A.E., Sitdikova L.M., Nurgaliev D. K. (2016). Thermal Transformation of Bitumoid of Domanic Formations of Tatarstan. *Neftyanoe Khozyaystvo = Oil Industry,* 10, pp. 32-34. (In Russ.)

Vakhin A.V., Onishchenko Y.V., Chemodanov A.E., Sitnov S.A., Mukhamatdinov I.I., Nazimov N.A., Sharifullin A.V. (2019). The Composition of Aromatic Destruction Products of Domanic Shale Kerogen after Aquathermolysis. *Petroleum Science and Technology,* 37(4), pp. 390-395. DOI: http://doi.org/10.1080/10916466.2018.1547760

Zhao X., Zhou L., Pu X., Jiang W., Jin F., Xiao D., Han W., Zhang W., Shi Z., Li Y. (2018). Hydrocarbon-Generating Potential of the Upper Paleozoic Section of the Huanghua Depression, Bohai Bay Basin, China. *Energy & Fuels,* 32(12), pp. 12351-12364. DOI: http://doi.org/10.1021/acs.energyfuels.8b03159

About the Authors

Artem E. Chemodanov – Chief Project Engineer, R&D Center "GeoLab", Kazan Federal University
4/5, Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Bulat I. Gareev – Chief Project Engineer, R&D Center "GeoLab", Kazan Federal University
4/5, Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Georgy A. Batalin – Design Engineer, R&D Center "GeoLab", Kazan Federal University
4/5, Kremlevskaya st., Kazan, 420008, Russian Federation

Roman S. Gerasimov – Product Manager
Frontier Laboratories Ltd.
4-16-20, Saikon, Koriyama, Fukushima, 963-8862, Japan

Manuscript received 17 February 2018;
Accepted 07 March 2019;
Published 30 March 2019

Rock-Eval.ru

Аналитический комплекс для оценки нефтяного потенциала горных пород на базе системы для пиролитической хроматографии

Аналитический комплекс предназначен для определения массовой доли суммы свободных углеводородов (S_1), массовой доли углеводородов пиролиза нерастворимого органического вещества (S_2) и его истинной температуры крекинга (T_{max}).

Сущность метода заключается в нагревании навески твердого образца в пиролитической ячейке (Frontier Lab EGA/PY-30303D) в потоке газа-носителя. Детектирование продуктов термодесорбции и продуктов пиролиза органического вещества осуществляется на хромато-масс-спектрометре (Agilent 7890/5977) в режиме регистрации спектров полного ионного тока. Количественный расчет проводится по площади интегрированных пиков на пирохроматограмме с помощью коэффициента отклика детектора, рассчитанного после измерения площади пиков аналогичных продуктов при анализе стандартного образца.

Система пиролитической хроматографии для оценки степени катагенеза органического вещества нефтематеринских пород

Внешний вид комплекса

Основные достоинства предлагаемого решения

- **Разумная стоимость**. Комплекс минимум в 3 раза дешевле классического анализатора для реализации метода Rock-Eval.
- **Функциональность**. Помимо интегральных показателей, есть возможность анализировать индивидуальный компонентный состав любой зоны термического разложения органического вещества и проводить полноценные исследования кинетических параметров. Хроматографическая часть комплекса может быть использована для анализа других объектов – углеводородные газы, нефть, экстракты керогена. При этом демонтаж пиролитической ячейки не потребуется.
- **Простота в эксплуатации**. Для работы не нужно приобретать дополнительное оборудование – генераторы газов, компрессоры, системы быстрого охлаждения печи. Для работы необходим только газ-носитель.
- **Производительность**. Прибор может быть оснащен автоматической системой подачей тиглей на 48 образцов.
- **Метрологическое обеспечение**. Методика прошла успешную аттестацию во Всероссийском научно-исследовательском институте метрологической службы и имеет советующее свидетельство об аттестации.

www.rock-eval.ru info@rock-eval.ru

реклама

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ
DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.78-85
УДК 550.34: 550.834.8

Малоглубинное сейсмическое зондирование на основе изучения эллиптичности микросейсм

В.А. Давыдов
Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения РАН, Екатеринбург, Россия
E-mail: davyde@yandex.ru

Проведен краткий обзор предшествующего изучения спектральных отношений горизонтальных и вертикальных компонент смещений микросейсмических колебаний. Рассмотрены основные принципы выделения резонансных границ и построения глубинных разрезов на базе *H/V*-отношений (эллиптичности). Представлено описание используемой аппаратуры, методики регистрации и обработки микросейсмического шума. Главной целью исследовательской работы является уточнение характера связи эллиптичности микросейсм с особенностями геологического строения и определение корректности построения глубинных разрезов на их основе. Исходными данными служат амплитудные спектры компонент микросейсмического сигнала, получаемые с помощью быстрого преобразования Фурье. В ходе экспериментальных работ выяснено, что спектральные отношения сохраняют свои характерные особенности вне зависимости от азимута наблюдений. На ряде практических примеров приводится сравнение микросейсмических разрезов с результатами других геофизических методов и информацией по бурению. Полученные результаты свидетельствуют о сложном характере эллиптичности микросейсмического шума в разных условиях, однако позволяют определить основные границы раздела верхней части геологического разреза. Выделяемые с помощью микросейсм резонансные границы часто располагаются вблизи преломляющих сейсмических границ. Это согласуется с теорией о том, что резонансные эффекты возникают на границе раздела двух сред с большим контрастом акустической жесткости.

Ключевые слова: микросейсмы, *H/V*-отношение, метод Накамуры, резонансные границы, глубинный разрез, микросейсмическое зондирование

Для цитирования: Давыдов В.А. (2019). Малоглубинное сейсмическое зондирование на основе изучения эллиптичности микросейсм. *Георесурсы*, 21(1), с. 78-85. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.78-85

Введение

Возможность использования микросейсмического шума для изучения глубинного строения Земли давно занимало умы ученых. Исследования, проведенные в этом направлении, привели к накоплению многочисленного материала, свидетельствующего о корреляционных связях спектральных характеристик микросейсм с различными геологическими объектами и структурами. На базе полученных данных в нашей стране были предложены такие способы исследований геологической среды с помощью пассивной сейсмики, как метод микросейсмического зондирования (ММЗ) (Горбатиков и др., 2008), АНЧАР (Графов и др., 1996), низкочастотное сейсмическое зондирование (НСЗ) (Бережной и др., 2008) и другие.

Подобные работы интенсивно велись и за рубежом. Еще в середине XX века сейсмологи предполагали, что соотношения радиальных и вертикальных компонент движения частиц функционально зависят от параметров нижележащего слоя: мощности, плотности и скорости сейсмических волн (Boore, Toksoz, 1969). Для изучения этих функциональных зависимостей были использованы “новые” для того времени технологии – спектральный анализ сейсмических колебаний в разных модификациях для продольных (*P*), поперечных (*S*) и поверхностных волн (Bath, 1974). Однако широкого развития данные исследования не получили из-за сложности расчетов и неоднозначности результатов.

© 2019 В.А. Давыдов

Метод, базирующийся на оценке соотношения между амплитудными спектрами горизонтальных (*H*) и вертикальных (*V*) компонент микросейсмических колебаний, был первоначально предложен японскими сейсмологами Ногоши и Игараси (Nogoshi, Igarashi, 1971). Интерес к дальнейшему изучению этого вопроса появился после статьи их коллеги Накамуры (Nakamura, 1989), в которой он показал, что *H/V*-отношения амплитудных спектров микросейсм имеют взаимосвязь с динамическими характеристиками геологического разреза. После этой публикации все технологии, использующие *H/V* спектральные отношения, стали называть методом Накамуры. Несмотря на многочисленные работы в этом направлении (Fäh, 2001; Narayan, 2002; Parolai, Galiana-Merino, 2006), среди геофизиков до сих пор нет общего мнения и полной ясности в этом вопросе. Принятое за основу большинством исследователей объяснение характера *H/V*-отношений формулируется следующим образом:

- микросейсмический шум главным образом состоит из поверхностных волн (таким образом, вертикальная компонента в основном соответствует релеевской волне);
- эллиптичность (*H/V*-отношение) волн Релея меняется с частотой *f*, соответствующей определенным глубинам исследований *h*;
- в однородной изотропной среде имеет место пропорциональная зависимость эллиптичности релеевских волн от коэффициента Пуассона;
- в районе контакта двух геологических слоев, более, чем в 2.5 раза отличающихся между собой по акустической

жесткости (импедансу), возникает резонанс поперечных волн с максимальным пиком на частоте (Nakamura, 2000; Chatelain et al., 2008):

$$f_0 = V_S / 4h_0,$$

где V_S – скорость поперечных волн в верхнем горизонте; h_0 – глубина залегания контакта слоев.

Это согласуется с теоретическими расчетами поведения волн Рэлея в двухслойной среде (Malischewsky, Scherbaum, 2004). Скорость поперечных волн в верхнем слое можно определить по скорости распространения релеевской волны V_R с учетом коэффициента Пуассона среды (μ) как $V_S = (1+\mu) \times V_R / (0{,}87 + 1{,}12\mu)$ (Пузырев и др., 1985). Для большинства горных пород (при $\mu = 0{,}25 \div 0{,}5$) это соотношение соответствует $V_S = 1{,}05 \div 1{,}09 \times V_R$.

Таким образом, можно определить глубину залегания резонансной границы по формуле:

$$h_0 = V_S / 4f_0 \approx 1{,}07 \times V_R / 4f_0,$$

где f_0 – частота резонансных колебаний поперечных волн.

В случае стандартного двухслойного разреза, состоящего из поверхностного слоя “рыхлого” грунта и прочного основания (коренных пород), в спектре *H/V*-отношений должен присутствовать один резонансный пик, по которому можно определить глубину залегания основной геологической границы. В однородном пространстве резонансные явления отсутствуют, и тогда разрезы спектральных отношений характеризуют изменения акустических свойств среды. В неоднородной слоистой среде будет наблюдаться суммарная интерференционная картина, зависящая от упругих параметров отдельных элементов среды, граничных резонансных эффектов и влияния различных волновых мод. Кроме того, на спектральные отношения влияет характер основных источников микросейсмического шума, от которых зависит степень доминирования волн Релея в общем сейсмическом отклике (Haghshenas et al., 2008). При изучении верхней части разреза в диапазоне техногенных микросейсмических шумов ($f \geq 1$ Гц), несмотря на множество влияющих факторов, спектральные отношения имеют довольно простой вид. Обычно количество резонансных пиков не превышает двух, поэтому *H/V*-отношения позволяют выделять только наиболее контрастные структурные элементы геологического строения. Для визуального представления результаты зондирований можно приводить в виде амплитудных спектров $|H/V|(f)$, или спектрограмм вдоль профиля наблюдений, подобным частотным псевдоразрезам. Однако более наглядно использование разрезов эллиптичности микросейсм, трансформированных в диапазон глубин по формуле:

$$h \approx 1{,}07 \times V_R / 4f.$$

Тогда границы разделов можно идентифицировать по глубине и форме залегания в виде линейных аномалий повышенных (пиковых) значений *H/V*-отношений. По сути явления эти границы следует называть резонансными, а для вычисления глубины их залегания необходимо определить среднюю скорость релеевских волн в вышележащей толще грунтов. Для простого двухслойного разреза это не вызывает затруднений, однако в многослойной среде скорость поверхностных волн имеет зависимость от частоты колебаний. Для учета изменения фазовых скоростей волн Релея можно воспользоваться помощью одного из дисперсионных методов анализа: SASW (Spectral Analysis of Surface Waves – спектральный анализ поверхностных волн) (Heisey et al., 1982), ReMi (Refraction Microtremor – преломление микросейсм) (Louie, 2001), или MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves – многоканальный анализ поверхностных волн) (Park et al., 2007). При этом, для привязки глубины достаточно получить частотную характеристику $V_R(f)$ в нескольких наиболее характерных местах профиля, используя для остальных точек усредненную аппроксимирующую зависимость. После вычисления и внесения поправок за дисперсию скоростей релеевских волн получим более точные положения резонансных границ в многослойном разрезе.

Целью настоящей работы является изучение эллиптичности микросейсмических колебаний для выяснения корректности построения глубинных разрезов на их основе при различных геологических условиях и глубинах залегания границ разделов. К основным задачам исследования относится сопоставление получаемых микросейсмических разрезов с геологическими данными и результатами других геофизических методов.

Методика работ

Полевые наблюдения за микросейсмами проводились на Среднем и Полярном Урале в полосе частот 1-1000 Гц. Этот диапазон позволяет исследовать только верхнюю часть геологического разреза, поэтому данные работы следует характеризовать как малоглубинные сейсмические зондирования (МСЗ). Иногда будет использоваться более общее название – микросейсмические зондирования. Регистрация микросейсмического фона осуществлялись с помощью автономной сейсмической станции на базе универсального геофизического приемника серии ОМАР-2 (Давыдов, 2016а). В качестве датчиков использовались низкочастотные вертикальные и горизонтальные сейсмоприемники фирмы Geospace Technologies, закрепленные в одном корпусе. За счет схемотехнической коррекции достигнута линейная амплитудно-частотная характеристика сейсмического тракта во всей области используемых частот. Оптимальное усиление сигнала устанавливалось непосредственно перед началом работы по индикаторам уровня записи. С помощью программы SpectraLAB (Sound Technology Inc., США) в реальном масштабе времени проводилось быстрое преобразование Фурье (БПФ) *V/H*-отношений в режиме непрерывного усреднения последовательно вычисляемых спектров, с выводом на экран ноутбука для контроля. Частота дискретизации составляла 4 кГц, размер блока данных БПФ – 8192 точки, сглаживающее окно Ханнинга (Hanning). Экспериментальные исследования формы получаемых спектров при разной длительности записи (до одного часа) показали, что спектральные отношения переставали существенно изменяться уже после двух-трехминутной регистрации с накоплением. Стандартные наблюдения выполнялись путем непрерывной двухканальной регистрации микросейсмических шумов в течение от 3 до 15 минут на каждой точке. Более длительное время записи использовалось для возможности отбраковки импульсных помех от близких техногенных источников при постобработке. Информация в реальном времени проходила аналого-цифровое преобразование и сохранялась во флэш-памяти (SD-карте)

цифрового регистратора или ноутбука в виде файлов в импульсно-кодовой модуляции. По окончании полевых работ записи временных рядов переписывались, редактировались и обрабатывались в камеральных условиях с помощью специального пакета программ. Основным информационным материалом служили амплитудные спектры компонент микросейсмического сигнала и их отношений, получаемые с помощью быстрого преобразования Фурье (Рис. 1).

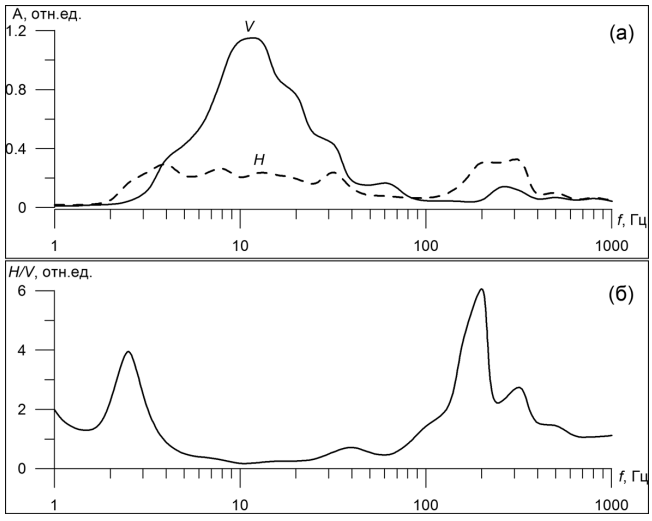


Рис. 1. Амплитудные спектры микросейсмических колебаний: а) горизонтальные (H) и вертикальные (V) компоненты сигналов; б) H/V-отношение (эллиптичность)

Для визуализации конечных результатов спектральные отношения переводились из частотной области в диапазон глубин с учетом дисперсии скорости фундаментальной моды релеевских волн. Опытно-методические работы по изучению микросейсм обычно сопровождались комплексными геофизическими работами, либо проводились в местах, где такие работы были сделаны ранее. Поэтому дисперсия скоростей волн Релея учитывалась на основании имеющихся данных малоглубинной сейсморазведки. Главным методом сейсмических исследований при этом являлся метод преломленных волн (МПВ), конечным результатом которого является получение скоростных сейсмических разрезов продольных волн (V_P) и определение конфигурации преломляющих границ. Сейсморазведочные работы проводились портативной цифровой сейсмостанцией Синус-24М (Сенин, Сенина, 2005) по разработанной ранее методике комбинированных наблюдений МПВ и MASW (Давыдов, 2010), с помощью системы встречных и нагоняющих годографов. Другие виды геофизических исследований выполнялись по стандартным методикам, в соответствии с рекомендациями и инструкциями по проведению соответствующих видов работ.

Анализ полученных разрезов эллиптичности микросейсм осуществлялся путем их сравнения с геологическими данными, а также с результатами проведенных геофизических работ, преимущественно сейсморазведочными. Далее на конкретных примерах рассмотрены основные особенности глубинных микросейсмических разрезов, построенных с использованием спектральных отношений.

Результаты исследований

При равномерном распределении единичных источников микросейсм в однородной среде горизонтальные колебания в любом направлении статистически равнозначны. В реальных средах плотность распределения источников микросейсмического шума неравномерна, при этом присутствуют локальные рассеивающие неоднородности среды. Для упрощения технологии наблюдений нужно решить вопрос, насколько сильно отличаются разрезы спектральных отношений при изменении азимута горизонтальной компоненты. Чтобы это выяснить, были проведены опытно-методические работы на ряде различных геологических объектов. В ходе работ выяснилось, что в большинстве случаев изменяются только амплитуды горизонтальных компонент, а сама форма спектра остается относительно стабильной. Т.е. разрезы спектральных отношений сохраняют свои основные характерные особенности вне зависимости от азимута горизонтальной составляющей сигнала. Это демонстрируют представленные ниже результаты, полученные на Новоалексеевском массиве (Рис. 2).

В основании разреза залегают габбро и габбро-диориты, перекрытые озерно-болотными отложениями. По данным сейсморазведки МПВ преломляющая граница, соответствующая кровле коренных пород, располагается горизонтально на глубине около 8 метров. Полученные изображения резонансных границ при разных азимутах установки горизонтального сейсмоприемника отличаются между собой в деталях, но соответствуют одной глубине залегания. Абсолютная амплитуда горизонтальных колебаний соответствует геометрической сумме двух ортогональных компонент в горизонтальной плоскости. При использовании одного горизонтального сейсмометра его необходимо устанавливать в направлении основных источников микросейсмического шума (дорог, водоемов, деревьев и т.п.), тогда измеряемая компонента будет наиболее близка к абсолютному значению. На представленных рисунках видно, что все горизонтальные резонансные границы раздела выглядят более хаотично, чем сейсмическая преломляющая граница. Результат может свидетельствовать о влиянии других физико-механических параметров среды и области контакта при специфических условиях залегания грунтов. В данном случае

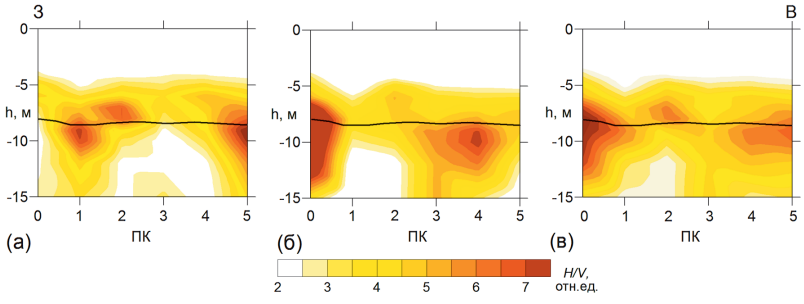


Рис. 2. Разрезы эллиптичности микросейсм при разных азимутах установки горизонтального сейсмоприемника: а) разрез H_x/V-отношений в широтном направлении; б) разрез H_y/V-отношений в меридиональном направлении; в) суммарный разрез H/V-отношений. Сплошной черной линией показана преломляющая граница. Нумерация пикетов (ПК) кратна 10 метрам.

флуктуации резонансной границы, возможно, связаны со скоростными неоднородностями покровных отложений, в составе которых присутствуют линзы торфа. Полученные микросейсмические разрезы также указывают на существование резонанса сейсмических волн в вертикальной плоскости. Этот эффект более подробно рассматривается в конце статьи.

При отсутствии контрастных горизонтальных границ резонансные явления возникать не должны. На некоторых исследованных автором массивах Урала резонансные пики эллиптичности микросейсм либо не проявлялись вообще, либо наблюдались очень редко (Давыдов, 2015). Это объясняется достаточно однородным составом коренных пород и покрывающих их образований. Чаще всего такая ситуация характерна для интрузивных массивов, приуроченных к возвышенностям и покрытых маломощной слабоизмененной корой выветривания. Переход коренных горных пород к породам коры выветривания может быть настолько равномерным, что приводит к отсутствию значимого градиента акустических импедансов, необходимого для возникновения резонанса поперечных волн. Монотонные изменения упругих свойств в переходной зоне нередко мешают выделению и преломляющих сейсмических границ. Годографы преломленных волн указывают на плавное нарастание сейсмических скоростей с глубиной (рефракция), что обычно характерно для градиентной среды. Исходя из теории релеевских волн, в однородной среде резонансные явления отсутствуют, а спектральные отношения имеют прямую зависимость от упругих параметров среды, к примеру, величина эллиптичности (*H/V*) обратно пропорциональна коэффициенту Пуассона. При максимальных изменениях коэффициента Пуассона от 0.5 до нуля теоретические значения *H/V*-отношений в однородной среде лежат приблизительно в пределах 0.55÷0.8 (Tuan, 2009). На практике диапазон значительно шире, что связано с резонансами разных видов сейсмических волн, при которых могут многократно возрастать как горизонтальные, так и вертикальные компоненты колебаний. Вследствие этого, представляется довольно проблематичным проводить какие-либо количественные корреляционные связи спектральных отношений ортогональных составляющих микросейсм с упругими параметрами среды. Более эффективно выделять аномальные эффекты, возникающие на границах раздела сред, тем более, что на большинстве разрезов они присутствуют.

Следующие два примера демонстрирует присутствие значимых резонансов поперечных волн на границах скальных оснований, перекрытых рыхлыми отложениями. Оба примера получены на территории Березовского рудного поля в Свердловской области. Березовское месторождение является крупнейшим на Урале золоторудным объектом классического кварц-жильного типа. Горные выработки проходят по дайкам гранитоид-порфиров, содержащих золотоносные кварцевые жилы. Вмещающими породами рудного поля являются вулканиты и вулканогенно-осадочные толщи океанического комплекса (Сазонов и др., 1999). До революции интенсивно разрабатывалась кора выветривания гранитоидов вблизи поверхности и на глубину до двух десятков метров. В подобном месте, в районе старых горных выработок, и проведены комплексные сейсмические исследования. Четвертичные породы в разрезе участка представлены слоем элювиальных суглинков и супесей, которые, в свою очередь, перекрыты делювиальными отложениями и насыпными грунтами. По результатам сейсморазведки МПВ на скоростном разрезе уверено выделяется преломляющая граница, отделяющая коренные породы от покрывающих их рыхлых образований (Рис. 3).

Микросейсмические зондирования также однозначно свидетельствуют о наличии резонансной границы на тех же глубинах (Рис. 3а). Эллиптичность микросейсм изменяется в широких пределах (*H/V* = 2.5÷6), что говорит о неоднородности значений акустических жесткостей контактирующих сред. Тем не менее, разница величин довольно высокая и аномальный эффект проявляется на протяжении всего профиля, без разрывов резонансной границы. Повышенные значения *H/V*-отношений могут служить одним из признаков идентификации подземных выработок, так как граница подработанного пространства является очень контрастной по акустическим свойствам двух сред.

Следующий участок исследований находится на северной периферии Березовского рудного поля, в пределах Пышминско-Березовского гипербазитового массива, сложенного серпентинитами. Здесь поведение эллиптичности микросейсмического фона над слоистой средой указывает на различие физических принципов выделения резонансных и преломляющих границ (Рис. 4).

В начале профиля (ПК0-10) эти границы практически совпадают, затем в районе уступа коренных пород (ПК32) преломляющая граница испытывает перепад, а резонансная почти не меняется. Вертикальная неоднородность

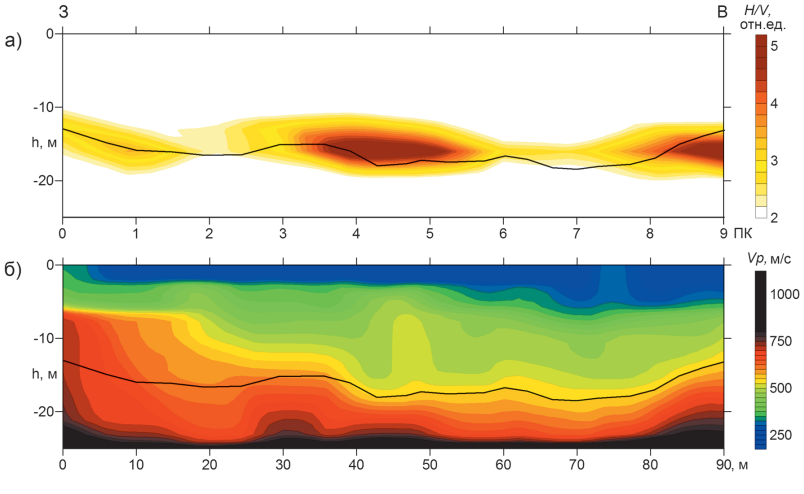


Рис. 3. Сопоставление результатов малоглубинных сейсмических зондирований (МСЗ) и сейсморазведки МПВ в районе старых горных выработок Березовского месторождения золота (Средний Урал): а) разрез H/V-отношений; б) скоростной сейсмический разрез продольных волн. Сплошной линией показана преломляющая граница.

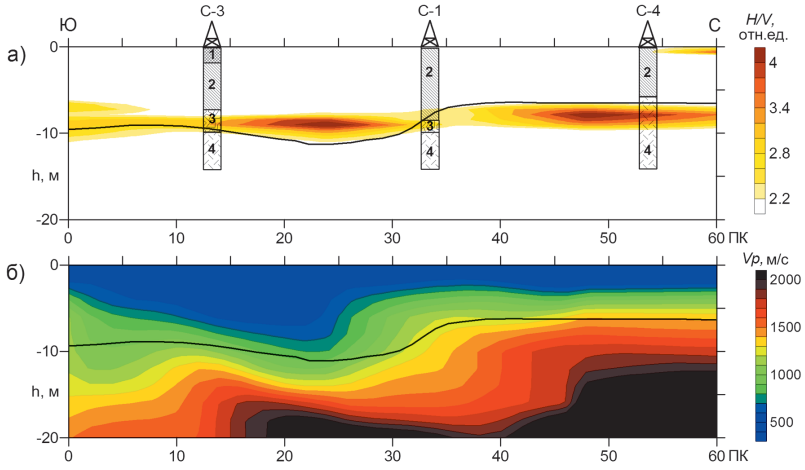


Рис. 4. Сопоставление результатов МСЗ и сейсморазведки МПВ на участке развития серпентинитов: а) разрез H/V-отношений; б) скоростной сейсмический разрез продольных волн. Сплошной линией показана преломляющая граница. Обозначения геологических колонок: 1) насыпной грунт; 2) суглинок; 3) дресвяно-щебенистый грунт; 4) серпентиниты трещиноватые.

вблизи уступа отмечается понижением эллиптичности, почти до полного исчезновения аномалии. В районе ПК40-60 обе границы становятся горизонтальными, но на разных уровнях, с разницей приблизительно в полтора метра. Данные несоответствия можно объяснить отличием в поведении различных типов сейсмических волн. Преломляющая граница вычислена по годографам продольных волн, а граница, выделяемая пиковыми значениями эллиптичности микросейсм, обусловлена резонансом поперечных волн. Известно, что поведение продольных и поперечных волн в неоднородной среде может отличаться друг от друга, что и наблюдается на приведенном примере. Данные по бурению указывают на то, что результаты сейсморазведки МПВ более достоверны, поскольку преломляющая граница точнее определяет глубину залегания коренных пород, чем резонансная граница (Рис. 4).

Следующий пример был получен на Пышминско-Ключевском рудном поле. Пышминский медный рудник функционировал с середины XIX века до 1976 года. Рудоносные зоны месторождения имеют субмеридиональное простирание и залегают в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах среднего и основного состава. Кроме меди на руднике добывались кобальт, золото и серебро. К разработке верховых руд привлекались старатели, поэтому вся территория рудного поля подверглась подработке. Исследовательский профиль проходил в области старых горных выработок не глубокого заложения. Малоглубинной сейсморазведкой выявлены две преломляющие границы и резкие перепады рельефа поверхности коренных пород, представленных порфировыми андезито-базальтами (Рис. 5).

Уверенно наблюдается возникновение двух резонансных границ на глубинах, соответствующих преломляющим горизонтам. Следует отметить высокую контрастность выделения горизонтальных границ обнаруженных выработок в интервале 60-80 метров и в конце профиля (Рис. 5а). Замечено, что наибольшая интенсивность резонанса приурочена к небольшим ложбинам и угловым участкам изменения поверхности геологических границ.

В перечень изучаемых автором с помощью МСЗ объектов входят грунтовые плотины, которым была посвящена отдельная статья. Основные выводы, сделанные в этой публикации (Давыдов, 2016б), следующие:

- микросейсмические зондирования, основанные на изучении горизонтальных и вертикальных компонент колебаний, позволяют выделять основные черты глубинного строения грунтовых плотин;
- по результатам сравнения резонансные границы в половине случаев совпадают с преломляющими сейсмическими границами, но отличаются крайней невыдержанностью;
- кроме резонанса поперечных волн могут существовать резонансы других сейсмических волн, характеризующиеся значительным доминированием амплитуды вертикальных смещений над горизонтальными;
- искусственные сооружения в теле плотин (водосбросы, колодцы и т.п.) имеют свои характерные резонансные частоты, связанные с собственными колебаниями отдельных элементов конструкций.

Основные положения приведенного заключения можно продемонстрировать на примере изучения маловысотной плотины сельского пруда на р. Арамилке (Рис. 6).

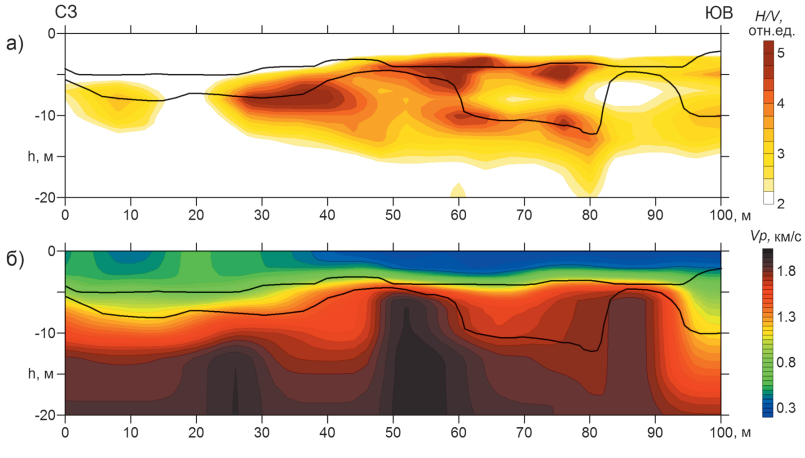


Рис. 5. Сопоставление результатов микросейсмических зондирований и сейсморазведки МПВ в районе горных выработок Пышминско-Ключевского медно-кобальтового месторождения (Средний Урал): а) разрез H/V-отношений; б) скоростной сейсмический разрез продольных волн. Сплошной линией показаны преломляющие границы.

К особенности микросейсмического разреза следует отнести аномалию в районе водослива, обусловленную резонансом конструкции. Резонансная граница в основании плотины приблизительно совпадает с преломляющей границей, но отличается сильной прерывистостью. Она существует скорее в виде отдельных площадок, в которых величина резонанса $H/V \geq 2$. В таких условиях затруднительно четко выделить насыпную часть плотины без дополнительных методов исследований, к примеру, таких, как малоглубинная сейсморазведка или электромагнитные зондирования (Рис. 6б). Нечеткость резонансных границ на плотинах объясняется полной водонасыщенностью контакта между основанием и насыпной частью, из-за чего перепад сейсмических скоростей и, соответственно, акустических импедансов, недостаточно резкий. Практика показывает, что на характер и величину резонансных пиков спектральных отношений оказывают влияние вещественный состав коренных пород, гранулометрический состав рыхлых отложений, пористость, водонасыщенность и множество других факторов.

Как уже было замечено, резонансные явления могут присутствовать не только на горизонтальных границах раздела, но и на вертикальных. Прежде всего, это относится к контактам горных пород, отличающихся по составу, например, габбро и гранитов (Рис. 7).

Положение контакта двух интрузий (ПК20) уверенно определяется по данным радиометрии, так как граниты обычно имеют более высокую гамма-активность по сравнению с габбро. На разрезе *H/V*-отношений этот контакт выглядит в виде вертикальной аномалии повышенных значений эллиптичности, горизонтальная аномалия соответствует кровле коренных пород. Коренные породы покрыты чехлом рыхлых отложений мощностью 6-7 метров в районе распространения габбро (ПК0-20), увеличиваясь до 10-12 метров над гранитами (ПК20-40). Субгоризонтальная граница покровных отложений хорошо выделяется вблизи контакта двух массивов и исчезает через 150 метров по обе стороны от него. Такое поведение резонансных границ может быть связано с частичной обводненностью зоны соприкосновения пород, увеличивающей контраст акустических жесткостей. На дальних расстояниях от границы массивов, по-видимому, происходит более плавное изменение упругих свойств от скальных грунтов к рыхлым отложениям. В результате чего резонанс не возникает, и горизонтальная граница раздела не проявляется с помощью МСЗ. Из других особенностей разреза следует отметить, что широкая аномальная область в районе пикетов ПК10-20 принадлежит к приконтактовой зоне измененных горных пород, обладающих повышенной трещиноватостью.

Тектонические нарушения на микросейсмических разрезах также выделяются повышенными значениями эллиптичности. При этом аномалии могут проявляться в верхней части разреза и отсутствовать на глубине. Так, на Енгайском участке массива Рай-Из с поверхности было выделено два тектонических разрыва, характеризующихся сильной дезинтеграцией и рассланцеванием дунит-гарцбургитового комплекса пород (Рис. 8).

По результатам индукционных зондирований выяснено, что распространение одной из тектонических трещин (ПК2-4) в глубину составляет более 40 метров. Однако соответствующая вертикальная аномалия эллиптичности отобразилась в разрезе только до глубины около 15 метров. Глубина заложения другого нарушения (ПК10) по результатам микросейсмических и индукционных

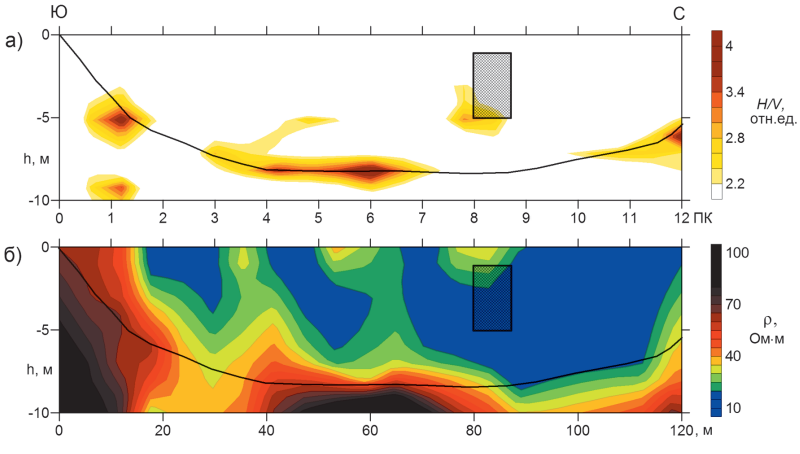


Рис. 6. Сопоставление результатов микросейсмических и электрических зондирований на плотине р. Арамилка: а) разрез спектральных H/V-отношений; б) двухмерный геоэлектрический разрез (ρ – удельное электрическое сопротивление). Сплошной линией показана преломляющая граница, заштрихованная область соответствует водосливу.

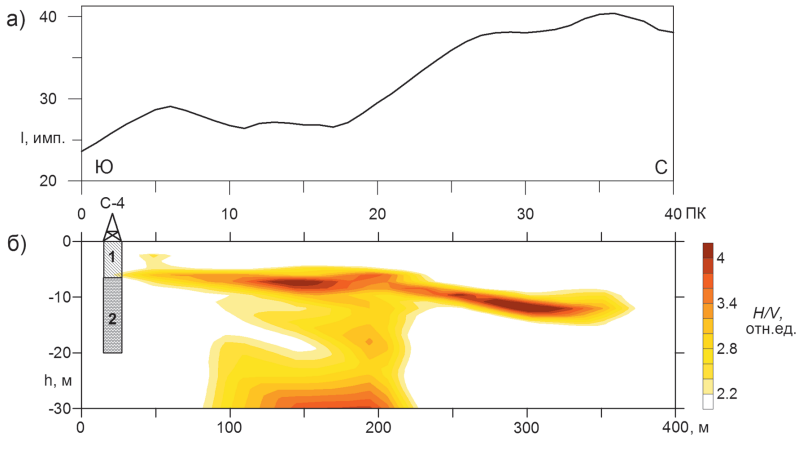


Рис. 7. Результаты геофизических работ в районе контакта Новоалексеевского габбрового и Верх-Исетского гранитного массивов (Средний Урал): а) график интенсивности радиационного фона; б) разрез H/V-отношений. Обозначения геологической колонки: 1) суглинок делювиальный; 2) габбро.

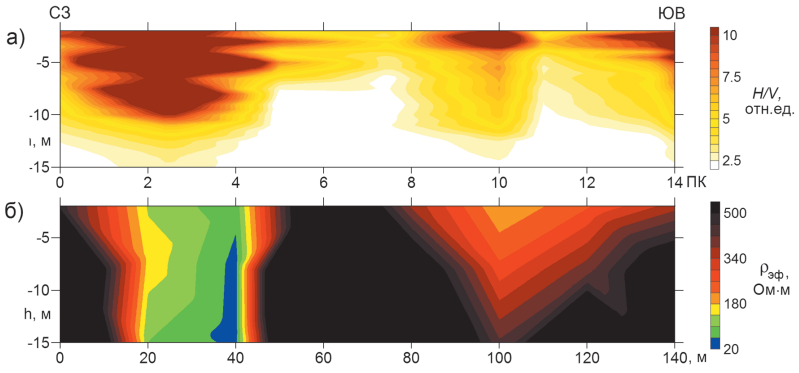


Рис. 8. Результаты геофизических исследований на Енгайском участке ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал): а) разрез спектральных H/V-отношений; б) разрез эффективных (кажущихся) сопротивлений.

зондирований приблизительно совпадает. Резонансные явления на вертикальных границах разделов пока мало исследованы, поэтому рано делать по этому поводу какие-либо заключения. Главное, что они существуют и требуют дальнейшего изучения.

Выводы

Представленные результаты свидетельствуют о сложном характере эллиптичности микросейсмического шума в разных условиях, однако позволяют в ряде случаев определить основные границы раздела верхней части геологического разреза. Выделяемые с помощью микросейсм резонансные границы часто располагаются вблизи с преломляющими сейсмическими границами или совпадают с ними. Это вполне согласуется с теорией, согласно которой и резонансные эффекты, и преломленные волны возникают на границе двух сред с большим контрастом акустической жесткости. Несовпадение границ, получаемых в результате резонанса поперечных (*S*) волн и преломляющих границ, найденных по годографам продольных (*P*) волн, вероятно, связано с различием поведения *P* и *S* волн в неоднородных средах. Отсутствие резонансных пиков эллиптичности микросейсм может свидетельствовать либо об однородности среды, либо о плавных изменениях акустических свойств на границах разделов, препятствующих возникновению резонанса.

В ходе экспериментальных работ выяснено, что при изменении азимута горизонтального сейсмометра обычно меняется амплитуда соответствующей компоненты сигнала, однако форма спектра остается относительно стабильной. Таким образом, разрезы спектральных отношений сохраняют свои основные характерные особенности вне зависимости от направленности наблюдений.

Технологию малоглубинных сейсмических зондирований на основе изучения эллиптичности микросейсм желательно применять в комплексе с другими геофизическими методами. При интерпретации необходимо руководствоваться опытом ранее выполненных работ на ближайших аналогах, а также проводить параметрические исследования на контрольных профилях с известным геологическим строением.

Литература

Бережной, Д.В., Бирялцев Е.В., Бирялцева Т.Е. и др. (2008). Анализ спектральных характеристик микросейсм как метод изучения структуры геологической среды. Казань: Изд-во КГУ, с. 360-386.

Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. (2008). Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм. *Физика Земли*, 7, с. 66-84.

Графов Б.М., Арутюнов С.Л., Казаринов В.Е. и др. (1996). Анализ геоакустического излучения низкочастотной залежи при использовании технологии АНЧАР. *Геофизика*, 5, с.24-28.

Давыдов В.А. (2010). Применение малоглубинной сейсморазведки для изучения подработанных территорий. *Изв. вузов. Горный журнал*, 4, с. 111-116.

Давыдов В.А. (2015). Спектральный анализ данных микросейсмических зондирований. *Геофизика*, 1, с. 72-77.

Давыдов В.А. (2016а). Универсальный полевой геофизический приемник ОМАР-2. *Приборы и техника эксперимента*, 6, с. 127-128.

Давыдов В.А. (2016б). Микросейсмическое зондирование грунтовых плотин на основе изучения ортогональных компонент колебаний. *Инженерные изыскания*, 5-6, с. 46-51.

Пузырев Н.Н., Тригубов А.В., Бродов Л.Ю. и др. (1985). Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн. М: Недра, 277 с.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (1999). Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 570 с.

Сенин Л.Н., Сенина Т.Е. (2005). Сейсмическая станция «Синус». *Приборы и техника эксперимента,* 5, с. 162-163.

Bath M. (1974). Spectral analysis in geophysics. *Developments in Solid Earth Geophysics*. Amsterdam: Elsevier Science Publishing, 579 p.

Boore D.M., Toksoz M.N. (1969). Rayleigh wave particle motion and crustal structure. *Bull. of the Seismological Society of America*, 59(1), pp. 331-346.

Chatelain J.C., Guillier B., Cara F., Duval A.M., Atakan K., Bard P.Y., and the WP02 SESAME team. (2008). Evaluation of the influence of experimental conditions on H/V results from ambient noise recordings. *Bull. Earthquake Eng.*, 6(1), pp. 33-74. DOI: 10.1007/s10518-007-9040-7

Fäh D., Kind F., Giardini D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophys. J. Int.*, 145, pp. 535-549. https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01406.x

Haghshenas E., Bard P.Y., Theodulidis N., SESAME WP04 Team. (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bull. Earthquake Eng*, 6(1), pp. 75-108. https://doi.org/10.1007/s10518-007-9058-x

Heisey J.S., Stokoe K.H., Hudson W.R., Meyer A.H. (1982). Determination of in situ shear wave velocities from Spectral Analysis of Surface Waves. Univ. of Texas at Austin, Center for Transportation Research, Research Report 256-2, 277 p.

Louie J.N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(2), pp. 347-364. https://doi.org/10.1785/0120000098

Malischewsky P.G., Scherbaum F. (2004). Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves. *Wave Motion*, 40, pp. 57-67. https://doi.org/10.1016/j.wavemoti.2003.12.015

Nakamura Y. (1989). A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute,* 30(1), pp. 25-33.

Nakamura Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Proc. XII World Conf. Earthquake Engineering*. New Zealand, Paper N 2656, 8 p.

Narayan J.P. (2002). H/V ratio and amplification factor: a numerical experiment using 2.5D modelling. Geofizika, 18-19, pp. 1-16.

Nogoshi M., Igarashi T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (in Japanese with english abstract). *Journal of seismological Society of Japan*, 24, pp. 26-40. https://doi.org/10.4294/zisin1948.24.1_26

Park C.B., Miller R.D., Xia J., Ivanov J.A. (2007). Multichannel analysis of surface waves (MASW) – active and passive methods. *The Leading Edge*, 26, pp. 60-64. https://doi.org/10.1190/1.2431832

Parolai S., Galiana-Merino J.J. (2006). Effect of Transient Seismic Noise on Estimates of H/V Spectral Ratios. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1), pp. 228-236. https://doi.org/10.1785/0120050084

Tuan T.T. (2009). The ellipticity (H/V-ratio) of Rayleigh surface waves. Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium. Friedrich-Schiller-Universitat Jena, 119 p.

Сведения об авторе

Вадим Анатольевич Давыдов – канд. геол.-мин. наук, старший научный сотрудник, Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича Уральского отделения РАН

Россия, 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, д. 100

Статья поступила в редакцию 25.04.2018;
Принята к публикации 25.11.2018;
Опубликована 30.03.2019

IN ENGLISH

Shallow seismic sounding based on ellipticity analysis of microtremor

V.A. Davydov

Bulashevich Geophysics Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation
E-mail: davyde@yandex.ru

Abstract. A brief review is carried out of the previous study about the spectral ratios of horizontal and vertical components of microseismic oscillations displacement. The basic principles of resonant boundaries allocation and the construction of deep sections based on the H/V relations (ellipticity) are considered. A description of the equipment used, the method of recording and processing microseismic noise are presented. The main goal of the research work is to clarify the nature of the connection between the ellipticity of microseisms with geological features and the correctness of constructing deep sections based on them. The initial data are the amplitude spectra of the components of microseismic signal, obtained using the fast Fourier transformation. In the course of experimental work it was found that the spectral relations retain their characteristic features regardless of the azimuth of observations. A number of practical examples compare microseismic sections with results from other geophysical methods and drilling information. The results obtained indicate the complex nature of the ellipticity of microseismic noise under different conditions, however, they make it possible to determine the main interfaces between the upper part of the geological section. Resonant boundaries emitted by microtremor are often located near refractive seismic boundaries. This is consistent with the theory that resonance effects occur at the interface between two media with a high contrast of acoustic impedance.

Keywords: microtremor, H/V-ratio, Nakamura's technique, resonant boundaries, deep section, microseismic sounding

Recommended citation: Davydov V.A. (2019). Shallow seismic sounding based on ellipticity analysis of microtremor. *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 78-85. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.78-85

References

Berezhnoy, D.V., Biryaltcev E.V., Biryaltceva T.E., et. al. (2008). Analiz spektral'nyh harakteristik mikroseysm kak metod izucheniya struktury geologicheskoy sredy [The analysis of spectral characteristics of microseisms as a study method of structure of geologic environment]. Kazan: KGU Publ., pp. 360-386. (In Russ.)

Bath M. (1974). Spectral analysis in geophysics. *Developments in Solid Earth Geophysics*. Amsterdam: Elsevier Science Publishing, 579 p.

Boore D.M., Toksoz M.N. (1969). Rayleigh wave particle motion and crustal structure. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(1), pp. 331-346.

Chatelain J.C., Guillier B., Cara F., Duval A.M., Atakan K., Bard P.Y., and the WP02 SESAME team. (2008). Evaluation of the influence of experimental conditions on H/V results from ambient noise recordings. *Bull. Earthquake Eng.*, 6(1), pp. 33-74. DOI: 10.1007/s10518-007-9040-7

Davydov V.A. (2010). Application of shallow seismic exploration for the study of developed areas. *Izvestija vuzov. Gornyj zhurnal = News of the Higher Institutions. Mining Journal*, 4, pp. 111-116. (In Russ.)

Davydov V.A. (2015). The spectral analysis of data of microseismic sounding. *Geofizika*, 1, pp. 72-77. (In Russ.)

Davydov V.A. (2016a). Universal field geophysical receiver OMAR-2. *Pribory i tehnika eksperimenta*, 6, pp. 127-128. (In Russ.)

Davydov V.A. (2016b). Microseismic sounding of Earth dams on the basis of studying orthogonal components of vibrations. *Inzhenernye izyskaniya*, 5-6, pp. 46-51. (In Russ.)

Fäh D., Kind F., Giardini D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophys. J. Int.*, 145, pp. 535-549. https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01406.x

Gorbatikov A.V., Stepanova M.Ju., Korablev G.E. (2008). Regularities of microseismic field formation under the influence of local geologic inhomogeneity and sounding of environment by means of microseisms. *Fizika Zemli*, 7, pp. 66-84. (In Russ.)

Grafov B.M., Arutjunov S.L., Kazarinov V.E., et. al. (1996). The analysis of geoacoustic radiation of a low-frequency deposit during the use of ANCHAR technology. *Geofizika*, 5, pp. 24-28. (In Russ.)

Haghshenas E., Bard P.Y., Theodulidis N., SESAME WP04 Team. (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bull. Earthquake Eng*, 6(1), pp. 75-108. https://doi.org/10.1007/s10518-007-9058-x

Heisey J.S., Stokoe K.H., Hudson W.R., Meyer A.H. (1982). Determination of in situ shear wave velocities from Spectral Analysis of Surface Waves. Univ. of Texas at Austin, Center for Transportation Research, Research Report 256-2, 277 p.

Louie J.N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(2), pp. 347-364. https://doi.org/10.1785/0120000098

Malischewsky P.G., Scherbaum F. (2004). Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves. *Wave Motion*, 40, pp. 57-67. https://doi.org/10.1016/j.wavemoti.2003.12.015

Nakamura Y. (1989). A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute,* 30(1), pp. 25-33.

Nakamura Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Proc. XII World Conf. Earthquake Engineering*. New Zealand, Paper N 2656, 8 p.

Narayan J.P. (2002). H/V ratio and amplification factor: a numerical experiment using 2.5D modelling. Geofizika, 18-19, pp. 1-16.

Nogoshi M., Igarashi T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (in Japanese with english abstract). *Journal of seismological Society of Japan*, 24, pp. 26-40. https://doi.org/10.4294/zisin1948.24.1_26

Park C.B., Miller R.D., Xia J., Ivanov J.A. (2007). Multichannel analysis of surface waves (MASW) – active and passive methods. *The Leading Edge*, 26, pp. 60-64. https://doi.org/10.1190/1.2431832

Parolai S., Galiana-Merino J.J. (2006). Effect of Transient Seismic Noise on Estimates of H/V Spectral Ratios. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1), pp. 228-236. https://doi.org/10.1785/0120050084

Puzyrev N.N., Trigubov A.V., Brodov L.Ju., et. al. (1985). Seysmicheskaya razvedka metodom poperechnyh i obmennyh voln [Seismic prospecting by a method of transverse and converted waves]. Moscow: Nedra, 277 p. (In Russ.)

Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Ju.A. (1999). Mestorozhdeniya zolota Urala [Gold deposits of the Urals]. Ekaterinburg: UGGGA, 570 p. (In Russ.)

Senin L.N., Senina T.E. (2005). Seismic station «Sinus». *Pribory i tehnika eksperimenta*, 5, pp. 162-163. (In Russ.)

Tuan T.T. (2009). The ellipticity (H/V-ratio) of Rayleigh surface waves. Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium. Friedrich-Schiller-Universitat Jena, 119 p.

About the author

Vadim A. Davydov – PhD (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Bulashevich Geophysics Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences

100, Amundsen st., Yekaterinburg, 620016, Russian Federation

Manuscript received 25 April 2018;
Accepted 25 November 2018;
Published 30 March 2019

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ
DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.86-91
УДК 532.54:622.276

Обобщенный закон многофазной фильтрации и новые эффекты поверхностных явлений при двухфазных течениях в пористой среде

В.М. Максимов
Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия
E-mail: vmaks@ipng.ru

Анализируется обобщенный закон многофазной фильтрации, явно учитывающий вязкостное взаимодействие между флюидами, капиллярные и гравитационные эффекты. Рассмотрен частный случай – двухфазное фильтрационное течение, как основа технологии заводнения нефтяных пластов. Приводится способ определения новых материальных функций – «перекрестных» фазовых проницаемостей, и их количественный вклад в показатели разработки месторождения. Выявлен новый эффект зависимости капиллярных сил от направления течения в анизотропных средах.

Ключевые слова: многофазная фильтрация, пористая среда, взаимодействие между флюидами, технология заводнения нефтяных пластов, фазовые проницаемости, «перекрестные» эффекты, капиллярное давление

Для цитирования: Максимов В.М. Обобщенный закон многофазной фильтрации и новые эффекты поверхностных явлений при двухфазных течениях в пористой среде. *Георесурсы*, 21(1), с. 86-91. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.86-91

Введение

Проектирование разработки месторождений углеводородов опирается в значительной степени на теорию многофазной фильтрации. Последняя включает основные законы сохранения и постулат о справедливости закона Дарси для скорости w_i^α фильтрации каждой фазы в качестве уравнения движения (Басниев и др., 1993):

$$w_i^\alpha = -k_{ij}\frac{k_\alpha(s)}{\mu_\alpha}\nabla_j p_\alpha, \quad p_1 - p_2 = p_c(s), \tag{1}$$

где α=1,2 (в двухфазном варианте); k_{ij} – тензор абсолютной проницаемости; p_α – давление в фазах; по латинским индексам производится суммирование.

В соотношения (1) заложены две основополагающие гипотезы: для данной породы и пары фильтрующихся флюидов капиллярное давление p_c и относительные фазовые проницаемости (ОФП) k_α являются универсальными, равновесными, стационарными, скалярными функциями локальной насыщенности s одной из фаз.

Исследования последних десятилетий показывают, что во многих случаях эти гипотезы не выполняются. Нередко необходим учет эффектов неравновесности и нестационарности при измерениях материальных функций. В анизотропных средах, каковыми и являются реальные коллекторы, ОФП и капиллярное давление зависят не только от насыщенности, но и от направления течения, и имеют тензорную природу. Большое значение имеет учет смачиваемости породы, которая меняется в процессе добычи нефти и газа. Индексом смачиваемости служит интеграл от капиллярного давления. Вместе с тем, в уравнения Раппопорта-Лисса входит производная от капиллярного давления, что позволяет контролировать лишь изменение градиента насыщенности, при слишком больших значениях которого эти уравнения асимптотически переходят в модель Бакли-Леверетта.

Описание движения многофазных многокомпонентных сред, сопровождающегося взаимосвязанными физико-химическими, различными релаксионными и другими процессами, достигает достаточной полноты и логической стройности при использовании методов неравновесной термодинамики. Основные ее положения, на которых основано континуальное моделирование конкретных систем, связаны с именами И. Пригожина, С. де Грота, П. Гленсдорфа, П. Мазура, Н. Дьярмати, Р. Дэфея и других исследователей.

Формализм линейной неравновесной термодинамики успешно применялся и для исследования сложных фильтрационных течений (Николаевский, 1984; Нигматулин, 1987 и др.). В перечисленных и других известных работах при описании многофазных сред исходят из балансовых уравнений для каждой фазы (или компоненты). При этом приходится эвристически задавать законы межфазных и межкомпонентных взаимодействий.

Специфика подхода, представленного в настоящей работе, состоит в том, что отправляясь от законов сохранения для всего континуума в целом и применяя методы неравновесной термодинамики, можно вывести уравнения движения фаз и получить законы межфазного взаимодействия.

Для обобщения и развития теории многофазной фильтрации здесь рассмотрены некоторые результаты применения методов неравновесной термодинамики к процессам в гетерогенных средах.

2. Об обобщенном уравнении движения многофазных смесей в пористой среде

В работах (Максимов, 1994; Колесниченко, Максимов, 1999) с использованием методов термодинамики неравновесных процессов развита достаточно общая теория многофазного многокомпонентного химически активного

© 2019 В.М. Максимов

континуума, содержащая ряд термодинамических, физико-химических, тепловых и других эффектов. Здесь автор ограничивается анализом уравнений движения для многофазных течений несмешивающихся жидкостей, обобщающих закон Дарси. Для случая изотермических процессов в изотропном пласте эти уравнения имеют вид:

$$\vec{w}^{\beta} = -k\sum_{\alpha=1}^{\phi}\frac{k^{\alpha\beta}}{\mu^{\alpha}}\left(\nabla p^{\alpha} - \rho^{\alpha}\vec{g} - m\frac{\rho^{\alpha}}{\rho}\sum_{\gamma=1}^{\phi-1}\left(p^{\gamma}-p^{\beta}\right)\cdot\nabla s^{\gamma}\right),$$

$$\beta = 1,2,....\phi - 1, \qquad (2)$$

где индекс ϕ соответствует скелету пласта, $p^{\alpha\beta}$ – многофазные коэффициенты ОФП, w^{β} и ρ^{α} – скорость фильтрации и истинная плотность α-фазы, соответственно. Уравнения (2) служат для определения скоростей фильтрации фаз и выражают их зависимость от градиентов давления во всех фазах и гравитационных сил в фазе. Последнее слагаемое в правой части (2) – сила Рахматулина – связано с силовым воздействием системы на выделенную фазу из-за несовпадения давления в отдельных фазах (капиллярные эффекты, эффекты прочности, инерции фаз в их мелкомасштабном движении). В соотношениях (2) пренебрегается термодиффузионными отношениями и вкладом термофоретических сил, являющихся эффектом второго порядка малости.

Альтернативная уравнениям (2) форма представления уравнений движения в виде обобщенных соотношений Стефана-Максвелла для гетерогенной среды показана в работе (Колесниченко, Максимов, 1999), куда входит симметричная матрица бинарных коэффициентов сопротивления $R^{\alpha\beta}$.

Показано (Максимов др., 1994), что эти коэффициенты связаны с многофазными коэффициентами ОФП $k^{\alpha\beta}$ системой алгебраических уравнений:

$$k\sum_{\beta=1}^{\phi}\left(R^{\alpha\beta} + \sum_{\delta=1}^{\phi}\frac{\rho^{\beta}}{\rho^{\alpha}}R^{\alpha\delta}\right)\frac{k^{\alpha\beta}}{\mu^{\beta}s^{\alpha}s^{\beta}} = m^{2}\left(\frac{\rho^{\alpha}}{\rho} - \delta_{\gamma\alpha}\right),$$

$$(\beta \neq \alpha),\ (\alpha,\gamma = 1,2,....\phi). \qquad (3)$$

В частном случае двухфазного течения, описывающем процесс вытеснения нефти водой, задача определения материальных функций в уравнениях (2) и (3) упрощается. Матрицы коэффициентов сопротивлений $R^{\alpha\beta}$ и относительных фазовых проницаемостей $k^{\alpha\beta}$ задаются тремя функциями насыщенностей.

В этом случае соотношение (3) принимает вид (α = 3 соответствует скелету породы):

$$\frac{k}{\mu_1}k^{11}(s) = (ms_1)^2\frac{R_{12}+R_{23}}{\Delta},\ \frac{k}{\mu_2}k^{22}(s) = (ms_2)^2\frac{R_{12}+R_{13}}{\Delta},$$

$$\frac{k}{\mu_1}k^{12} = \frac{k}{\mu_2}k^{21} = m^2 s_1 s_2\frac{R_{12}}{\Delta},\ \Delta \equiv R_{12}\left(R_{13}+R_{23}\right)+R_{13}R_{23}, \qquad (4)$$

где $R_{\alpha\beta}$ – бинарные коэффициенты трения, определяемые в стандартных экспериментах.

Представление уравнений движения в виде, разрешенном относительно действующих сил, имеет двойное преимущество.

Во-первых, определение бинарных коэффициентов $R^{\alpha\beta}$ сопротивления с помощью стандартных экспериментов по совместному движению двух фаз в пористой среде дает принципиальную возможность вычисления многофазных ОФП $k^{\alpha\beta}$ путем решения системы уравнений (3). Отметим, что методы прямого экспериментального определения относительных фазовых проницаемостей отсутствуют даже для трехфазных систем.

Во-вторых, уравнения фильтрации в такой форме, будучи подставленными в уравнения неразрывности, приводят к уравнениям, не разрешенным относительно старшей производной. Это создает определенные трудности в решении задач при численной реализации.

3. Обобщенная модель двухфазной фильтрации

Для изотермического двухфазного течения возможен альтернативный (4) подход, основанный на серии известных экспериментов (Максимов, 1994).

В этом случае обобщенный закон (2) многофазной фильтрации представляется в виде:

$$\vec{w}_1 = -\lambda_{11}(\nabla p_1 - \rho_1\vec{g}) - \lambda_{12}(\nabla p_2 - \rho_2\vec{g}),$$

$$\vec{w}_2 = -\lambda_{21}(\nabla p_1 - \rho_1\vec{g}) - \lambda_{22}(\nabla p_2 - \rho_2\vec{g}),$$

$$\lambda_{\alpha\beta} = k\frac{k_{\alpha\beta}(s,\mu_0)}{\mu_\beta},\ \mu_0 = \mu_1/\mu_2,\ \lambda_{12} = \lambda_{21}. \qquad (5)$$

Здесь пренебрегается силой Рахматуллина, учитывая капиллярные эффекты традиционной зависимостью капиллярного давления в форме Леверетта (Басниев и др., 1993).

Как видно из системы (5), коэффициенты $\lambda_{\alpha\beta}$ имеют смысл обобщенных подвижностей фаз. При этом недиагональные коэффициенты матрицы $\lambda_{\alpha\beta}$ ($\alpha \neq \beta$) обусловлены вязким взаимодействием между флюидами и капиллярными силами, а диагональные коэффициенты представляют собой вклад обеих фаз в суммарный поток, как если бы каждая из них двигалась независимо в поровом пространстве, видоизмененном присутствием другой фазы.

В работе (Максимов, 2015) показано, в каких случаях классический и обобщенный формализм двухфазной фильтрации эквивалентны друг другу.

Предполагая несжимаемость обеих фаз и скелета пласта, для одномерного вытеснения нефти водой в изотропном наклонном пласте после стандартных преобразований из системы (5) с учетом уравнения неразрывности выводится определяющее уравнение для насыщенности s смачивающей фазы, аналогичное по структуре уравнению Раппопорта-Лиса классической модели (Басниев и др., 1993):

$$\frac{\partial s}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\xi}B(s)\frac{\partial s}{\partial \xi} + A(s)\frac{\partial s}{\partial \xi}. \qquad (6)$$

Здесь введены безразмерные переменные $\tau = wt/mL$, $\xi = x/L$ (w – постоянная суммарная скорость фильтрации фаз, L – характерная длина пласта).

Для обобщенной модели:

$$A(s) = -\left(\left(\frac{\Delta_1}{\Delta_1+\Delta_2}\right)' + \frac{\Delta\rho g\sin\alpha}{w}\left(\frac{\Delta}{\Delta_1+\Delta_2}\right)'\right),$$

$$\Delta\rho = \rho_1 - \rho_2,$$

$$B(s) = -\frac{1}{wL}\left(\frac{\Delta}{\Delta_1+\Delta_2}\right)p_k',$$

$$\Delta_\alpha = \lambda_{\alpha\alpha} + \lambda_{\alpha\beta},\ \alpha \neq \beta,\ \Delta = \lambda_{11}\lambda_{22} - \lambda_{12}^{\ 2},$$

$$\lambda_{\alpha\beta} = k\frac{k_{\alpha\beta}(s,\mu_0)}{\mu_\beta},\ \mu_0 = \mu_1/\mu_2. \qquad (7)$$

Для уравнения Раппопорта-Лиса:

$$B(s)=\frac{\lambda_2(s)f(s)}{wL}p_k',\ f(s)=\frac{k_1(s)}{k_1(s)+\mu_0 k_2(s)},$$

$$A(s)=-(f'+\frac{[\lambda_2(s)f(s)]'\Delta\rho g\sin\alpha}{w}),$$

$$\lambda_\alpha=k\frac{k_\alpha(s)}{\mu_\alpha},\ (\alpha=1,2). \quad (8)$$

В уравнениях (7)-(8) символ «′» означает дифференцирование по насыщенности (например, $p_k' \equiv dp_k/ds$, $f'=df(s)/ds$ и т.д.); λ_α и $f(s)$ – соответственно, подвижности фаз и функция Бакли-Леверетта в классической теории (Басниев и др., 1993).

Сопоставление обобщенной и классической моделей приводит к выводу об идентичности соответствующих уравнений для двух независимых процессов: для противоточной капиллярно-гравитационной пропитки ($w = 0$) и однонаправленного вытеснения без учета капиллярных сил. Это приводит к следующим соотношениям:

$$\lambda_{12}{}^2=(\lambda_1-\lambda_{11})(\lambda_2)-\lambda_{22});$$

пропитка: $\lambda_1{}'=\Delta/\Delta_2,\ \lambda_2{}'=\Delta/\Delta_1;$

вытеснение: $\lambda_\alpha=\Delta_\alpha=\lambda_{\alpha\alpha}+\lambda_{\alpha\beta};\ \alpha,\beta=1,2,\ \alpha\neq\beta.$ (9)

В формулах (9) символ «′» соответствует процессу пропитки. Из соотношений (9) находятся выражения коэффициентов матрицы $\lambda_{\alpha\beta}$ через стандартные подвижности $\lambda_\alpha{}'$ и λ_α для двух указанных процессов вытеснения в виде:

$$\lambda_{11}=\lambda_1'\frac{\lambda_1+\lambda_2'}{\lambda_1'+\lambda_2'},\ \lambda_{22}=\lambda_2'\frac{\lambda_1'+\lambda_2}{\lambda_1'+\lambda_2'},$$

$$\lambda_{12}^2=\lambda_1'\lambda_2'\frac{(\lambda_1-\lambda_1')(\lambda_2-\lambda_2')}{(\lambda_1'+\lambda_2')^2}. \quad (10)$$

Для определения стандартных подвижностей $\lambda_\alpha{}'$ и λ_α достаточно проведения двух независимых экспериментов: по однонаправленному вытеснению и противоточной пропитке.

Известно большое количество лабораторных экспериментов по определению ОФП для процессов пропитки и дренирования в однотипных образцах. Рассмотрим один из таких экспериментов (Jerauld, Salter, 1990).

Опыты проводились на образце, представленном песчаником Berea. Характерные параметры системы «пористая среда – флюиды»: $m = 0.15$, $k = 0.03\cdot10^{-11}$ м^2, $\mu_1 = 0.95\cdot10^{-3}$ Па·с, $\rho_1 = 1071$ кг/м^3, $\mu_2 = 9.5\cdot10^{-3}$ Па·с, $\rho_2 = 833$ кг/м^3 (1 – вода, 2 – нефть).

В результате получены следующие зависимости для ОФП.

Для однонаправленного вытеснения:

$$k_1(s)=\begin{cases}0, & 0\le s\le 0{,}226,\\ 0{,}6082\left(\dfrac{s-0{,}226}{1-0{,}226}\right)^{2{,}2275}, & 0{,}226\le s\le 1.\end{cases}$$

$$k_2(s)=\begin{cases}1{,}3612\left(\dfrac{0{,}837-s}{0{,}837}\right)^{1{,}5169}, & 0\le s<0{,}837,\\ 0, & 0{,}837\le s\le 1.\end{cases} \quad (11)$$

Для противоточной пропитки:

$$k_1(s)=\begin{cases}0, & 0\le s\le 0{,}226,\\ 0{,}2508\left(\dfrac{s-0{,}226}{1-0{,}226}\right)^{2}, & 0{,}226\le s\le 1\end{cases}$$

$$k_2(s)=\begin{cases}1{,}2034\left(\dfrac{0{,}729-s}{0{,}729}\right), & 0\le s<0{,}729,\\ 0, & 0{,}729\le s\le 1.\end{cases} \quad (12)$$

На основе формул (11) и (12) находятся подвижности, соответствующие процессам вытеснения $\lambda_\alpha(s)=kk_\alpha(s)/\mu_\alpha$ и пропитки $\lambda_\alpha{}'(s)=kk_\alpha{}'(s)/\mu_\alpha$ ($\alpha=1,2$), по которым по формулам (10) определяются диагональные $\lambda_{\alpha\alpha}$ и «перекрестный» λ_{12} коэффициенты матрицы обобщенных подвижностей.

Эти результаты и зависимости матрицы обобщенных подвижностей, определенные аналогично предыдущему, представлены на рис. 1, 2.

В работах (Максимов, 2015; 2016) дана количественная оценка вклада поверхностного взаимодействия флюидов на показатели вытеснения. При расчетах использовались численные значения параметров и коэффициентов обобщенной матрицы подвижностей, соответствующие эксперименту (Jerauld, Salter, 1990) (формулы (11)-(12)). При решении краевой задачи для уравнения Раппопорта-Лиса использовались функции ОФП и капиллярного давления, соответствующие циклу пропитки (увеличению

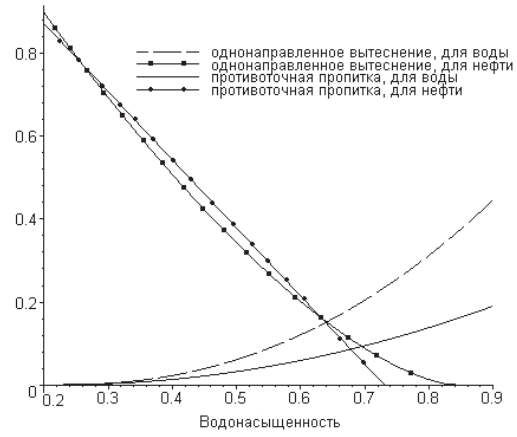


Рис. 1. Эксперимент 2: зависимость фазовых проницаемостей от насыщенности

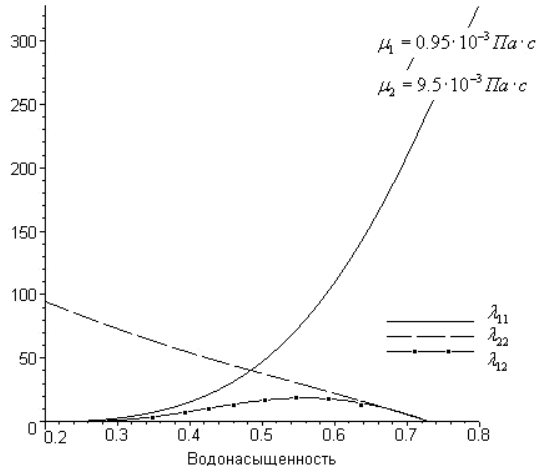


Рис. 2. Зависимость матрицы подвижностей от насыщенности (Па·с)$^{-4}$

насыщенности смачивающей фазы). При этом капиллярное давление, выраженное в единицах Па·10^5, принималось в виде (в соответствии с экспериментом):

$$P_k = -0.276s + 0.068/s + 0.051.$$

На рис. 3 и 4 показаны профили водонасыщенности на разные моменты времени для классической и обобщенной моделей, а также динамика коэффициента вытеснения η (Рис. 5). Последний определяется как отношение вытесненного водой объема нефти к общему объему пор, занятых нефтью до начала вытеснения. После прорыва воды через добывающую галерею на графиках показано безразмерное время прорыва воды τ и коэффициент безводной нефтеотдачи η.

Приведенные графики показывают, что в случае обобщенной модели процесс вытеснения протекает медленнее, и момент прорыва фронта воды происходит позже. Это объясняется учетом поверхностного межвязкостного

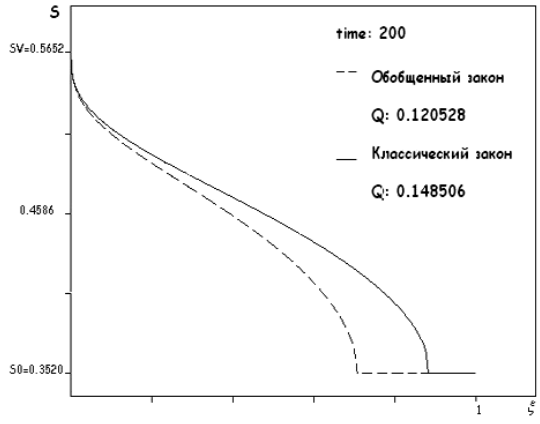


Рис. 3. Распределение насыщенности (τ = 200)

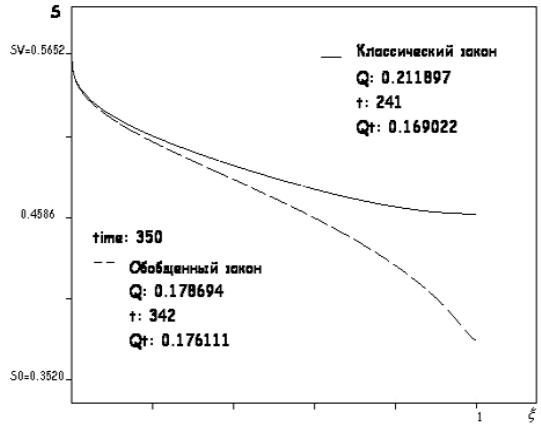


Рис. 4. Распределение насыщенности (τ = 350)

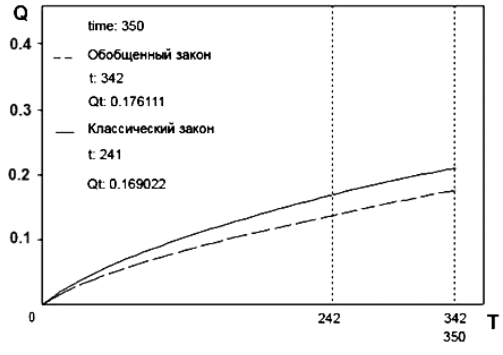


Рис. 5. Динамика коэффициента вытеснения после прорыва воды

взаимодействия между фазами в обобщенной модели. На границе раздела сред более вязкая жидкость «тормозит» менее вязкую и, в соответствии с этим, создает дополнительное сопротивление в продвижении последней (в сравнении с классической моделью). Вертикальные пунктирные линии соответствуют времени начала обводнения для каждой из моделей.

По расчетам для классической модели обводнение начинается раньше (τ = 241), чем для обобщенной модели (τ = 342). После прорыва воды характер вытеснения нефти остается различным. Но асимптотически, при больших временах и объемах закачки воды, количество вытесненной нефти, рассчитанное по обеим моделям, будет практически одинаковым (Максимов, 2016).

Таким образом, сравнение обобщенного закона фильтрации, учитывающего «перекрестные» фазовые проницаемости, с классической теорией показало различную картину изменения профилей насыщенности. Характер вытеснения в обобщенной модели более медленный, время начала обводнения происходит позже, и коэффициент вытеснения ниже.

4. О новом эффекте капиллярных сил на межфазной границе в анизотропных средах

В предыдущих разделах автор ограничивался случаем изотропии для выявления эффекта вязкостного взаимодействия между флюидами на межфазной границе. Капиллярное давление по-прежнему оставалось скалярной функцией насыщенности. Эксперименты, выполненные на анизотропном керне, показали, что это неверно.

Первоначально была проведена серия комплексных экспериментов (Дмитриев и др., 2014) на отобранном цилиндрическом керне сцементированного слоистого песчаника высотой и диаметром по 100 мм, который был подготовлен для проведения исследований. В соответствии с методикой (Кузнецов и др., 2010) был определен тип анизотропии (ортотропная симметрия) и главные направлении тензора абсолютной проницаемости. Далее из исходного керна были выпилены 4 образца меньших размеров, керны с диаметром 25 мм и длиной 30 мм. Три керна (образцы 1-3) выпилены вдоль главных направлений: образцы 2 и 3 – вдоль осей X и Y в плоскости напластования; образец 1 – в вертикальном направлении Z (Рис. 6). Четвертый образец – контрольный – по биссектрисе угла между экстремальными направлениями в плоскости напластования. Последний образец использовался для проверки предположения о том, что ось симметрии керна совпадает с главным направлением тензора абсолютной проницаемости, и что полученные в результате эксперимента значения действительно являются компонентами тензора. Далее на всех ориентированных образцах были определены пористость и главные значения абсолютной проницаемости при фильтрации гелия: m = 18,6%; k_1 = 668 мД, k_2 = 689 мД, k_3 = 579 мД.

По полученным значениям k_2 и k_3 можно вычислить значение проницаемости в любом направлении $k(\vec{n}) = k_{ij}n_i n_j$, найти теоретическое значение k_4 = 638 мД и сравнить его с полученным экспериментальным значением $k_{4Э}$ = 644 мД. Отличие составляет менее 2%.

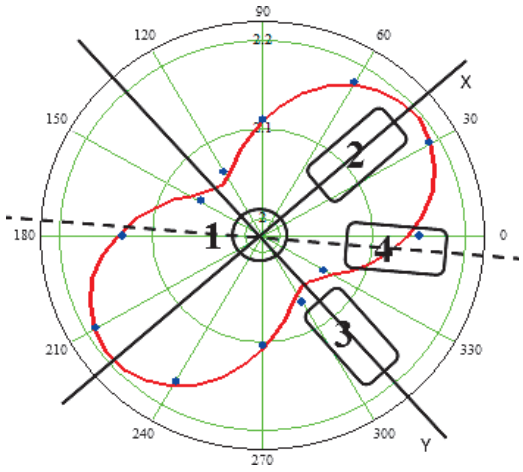


Рис. 6. Расположение вырезанных образцов керна

Последующие исследования ориентированных образцов керна на компьютерном томографе SkyScan 1172 привели к установлению тензорной природы функций плотности распределения пор по радиусам и введению тензора R_{ij} характерных линейных размеров (эффективных радиусов пор).

Далее была проведена дополнительная серия исследований, состоящая в определении остаточной водонасыщенности для тех же ориентированных образцов. Для пересчета лабораторных параметров была использована методика Хасслера-Брунера (Кузнецов и др., 2010), позволяющая с высокой степенью точности определить величину капиллярного давления на внешнем торце образца, оценить соответствующую ему насыщенность и построить зависимости капиллярного давления от насыщенности. Результаты исследований приведены на рис. 7 для образцов вдоль направлений *X* и *Y* в плоскости напластования и для контрольного образца 4, и на рис. 8 для образца *Z* вдоль вертикального направления. Результаты сравнения теоретических и экспериментальных значений капиллярного давления на контрольном образце позволяют предположить тензорную природу капиллярного давления в анизотропных средах.

Важным следствием этого исследования является эффект зависимости капиллярного давления от направления измерений. Отсюда следует, что капиллярное давление не является универсальной функцией насыщенности для анизотропного образца породы, но зависит от

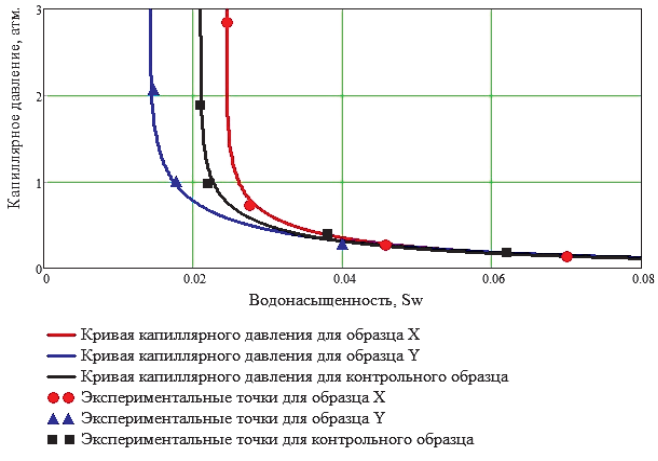


Рис. 7. Зависимости капиллярного давления от водонасыщенности для направлений X, Y и контрольного образца

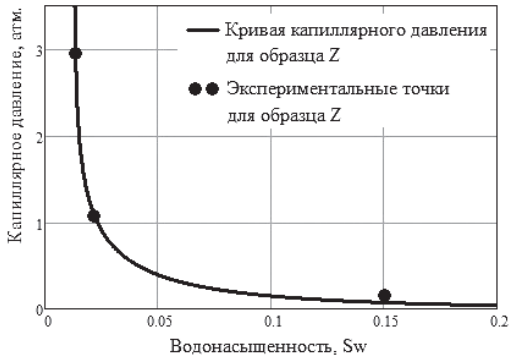


Рис. 8. Зависимость капиллярного давления от водонасыщенности для направления

направления течения, от направления воздействия на пласт. Подтверждение этого факта требует более глубокого экспериментального и теоретического исследования, выявления физических механизмов этого эффекта, особенностей физического и физико-химического взаимодействия системы «скелет пласта – флюид», характера смачиваемости пласта и других факторов. Необходима повторяемость экспериментов для различных образцов пород (терригенных, карбонатных) с разным масштабом неоднородности.

Строго говоря, следует говорить не о тензорной природе капиллярного давления, а о том, что тензором являются поверхностные напряжения капиллярных сил на межфазной границе p_{ij}^{c} связь которого с тензором r_{ij} обратным тензору характерных линейных размеров R_{ij}, может быть представлена в виде:

$$p_{ij}^{c}(s, n_i n_j) = a_c J_{ijkl} r_{kl}\,, \qquad (16)$$

где a_c определяется коэффициентом межфазного натяжения и углом смачивания; $n_i n_j$ – диада; J_{ijkl} – тензор 4-го ранга, симметричный по паре индексов и их перестановке; тензор r_{kl} находится экспериментально (Дмитриев и др., 2014).

Структура тензора J_{ijkl} в (16) требует дополнительных исследований для различного состава пород и свойств флюидов. При обработке данного эксперимента использовалась следующая аппроксимация этого тензора вдоль главных направлений тензора r_{kl}:

$$J_i^* = \left[a_i + \left(\frac{I_1(r)}{3r_i} - 1\right)\left(s - s_i^*\right)\right]\left(\frac{1-s}{1-s^*}\right)^{\varepsilon_i},$$

где $I_1(r)$ – первый инвариант тензора r_{ij}, параметры a_i, ε_i определяются экспериментально, при этом $a_i = J_i^*(s_i^*)$.

Интеграл от функции распределения капиллярного давления является наиболее информативным индикатором смачиваемости, которая меняется в процессе фильтрации флюидов и движения межфазной границы. Поэтому зависимость капиллярного давления от направления течения имеет определенную физическую основу.

Заключение

С использованием методов неравновесной термодинамики получены и исследованы уравнения движения многофазной фильтрации (обобщенный закон Дарси) и законы межфазного взаимодействия. Показана возможность прямого определения коэффициентов «многофазных» относительных фазовых проницаемостей. Для двухфазной фильтрации исследован эффект вязкого поверхностного взаимодействия между флюидами, дан метод определения «перекрестных» фазовых проницаемостей

и их количественный вклад в показатели разработки месторождений.

На основе современных методов исследования анизотропного кернового материала установлен новый эффект зависимости капиллярного давления от направления измерений. Это означает, что капиллярное давление, также как и ОФП, не является универсальной скалярной функцией насыщенности. Физическое объяснение этого факта может быть связано с изменением смачиваемости породы при извлечении нефти и газа. Известно также возникновение «гетерогенной» смачиваемости, когда на одних участках залежи поверхность породы гидрофильна, а на других гидрофобна. А наиболее информативным интегральным показателем смачиваемости является интеграл от функции распределения капиллярного давления.

Благодарности

Статья подготовлена в рамках выполнения Программы Президиума РАН № 47 и госзадания по Программе фундаментальных и прикладных исследований РАН.

Автор благодарит Рецензента за тщательную экспертизу рукописи статьи и полезные замечания и выражает признательность Д.А. Христофоровой за постоянное внимание и помощь при подготовке и публикации статьи.

Литература

Басниев К.С., Кочина И.Н., Максимов В.М. (1993). Подземная гидромеханика. М: Недра, 414 с.

Дмитриев Н.М., Дмитриев М.Н., Максимов В.М., Кузьмичев А.Н. (2014). Двухфазная фильтрация в ортотропной пористой среде: Эксперимент и теория. *Изв. РАН. Механика жидкости и газа*, 6, с. 94-100. https://doi.org/10.1134/S001546281406009X

Колесниченко А.В., Максимов В.М. (1999). Термодинамика многофазной термически активной смеси. Законы фильтрации Дарси и диффузии. Препринты ИПМ им. М. В. Келдыша, 045, 32 с.

Кузнецов А.М., Баишев А.Б., Кузнецов В.В. (2010). Определение начальной водонасыщенности и капиллярной кривой методом центрифугирования. *Нефтяное хозяйство*, 1, с. 49-51.

Максимов В.М. (1994). Основы гидротермодинамики пластовых систем. М: Недра, 202 с.

Максимов В.М. (2015). Обобщенный закон многофазной фильтрации и «перекрестные» эффекты при вытеснении нефти водой. *Математическое моделирование РАН*, 27(11), с. 21-31.

Максимов В.М. (2016). Термодинамическое исследование многофазных течений в процессах разработки месторождений углеводородов. *Актуальные проблемы нефти и газа*, 2(14). DOI: 10.29222/ipng.2078-5712.2016-14.art2

Нигматулин Р.И. (1987). Динамика многофазных сред, часть 1. М: Наука, 462 с.

Николаевский В.Н. (1984). Механика пористых и трещиноватых сред. М: Недра, 232 с.

Jerauld G.R., Salter S.J. (1990). The Effect of Pore-Structure on Hysteresis in Relative Permeability and Capillary Pressure. *Pore-Level Modeling. Trans. Porous Media*, 5, pp. 103-151. https://doi.org/10.1007/BF00144600

Сведения об авторе

Вячеслав Михайлович Максимов – профессор, доктор тех. наук, главный научный сотрудник, заведующий лабораторией, Институт проблем нефти и газа РАН

Россия, 119333, Москва, ул. Губкина, д. 3

Статья поступила в редакцию 28.06.2018;
Принята к публикации 23.11.2018; Опубликована 30.03.2019

IN ENGLISH

Generalized law of multiphase filtration and new effects of surface phenomena at two-phase flows in a porous medium

V.M. Maksimov

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

E-mail: vmaks@ipng.ru

Abstract. The generalized law of multiphase filtration, which explicitly takes into account the viscous interaction between fluids, capillary and gravitational effects, is analyzed. A special case is considered – a two-phase filtration flow as the basis of the technology of oil reservoirs flooding. A method for determining new material functions – «coupling» phase permeabilities, and their quantitative contribution to the field development indicators is given. A new effect of the dependence of capillary forces on the direction of flow in anisotropic media has been revealed.

Keywords: multiphase flow, porous media, interaction between fluids, water flooding technology, phase permeability's, «coupling» effects, capillary pressure

Recommended citation: Maksimov V.M. (2019). Generalized law of multiphase filtration and new effects of surface phenomena at two-phase flows in a porous medium. *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 86-91. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.86-91

References

Basniev K.S., Kochina I.N., Maksimov V.M. (1993). Podzemnaya gidromekhanika [Underground Hydromechanics]. Moscow: Nedra. 414 p. (In Russ)

Dmitriev N.M., Dmitriev V.N., Maksimov V.M., Kuz'michev A.N. (2014). Two-phase fluid flow in an orthotropic porous medium: Experiment and theory. *Fluid Dynamics*, 6, pp. 783-788. https://doi.org/10.1134/S001546281406009X

Jerauld G.R., Salter S.J. (1990). The Effect of Pore-Structure on Hysteresis in Relative Permeability and Capillary Pressure. *Pore-Level Modeling. Trans. Porous Media*, 5, pp. 103-151. https://doi.org/10.1007/BF00144600

Kolesnichenko A.V., Maksimov V.M. (1999). Thermodynamics of multiphase thermo-active mixture. Darcy and diphysion laws. Preprint No 52 Keldysh IPM RAN. 32 p. (In Russ.)

Kuznetsov A.M., Baishev A.V., Kuznetsov V.V. (2010). Determination of the initial water saturation and capillary curve by centrifugal method. *Neftyanoe khozyaystvo = Oil industry*, 1, pp. 49-51. (In Russ.)

Maksimov V.M. (1994). Osnovy gidrodinamiki plastovykh system [Basic Hydrodynamics of the field systems]. Moscow: Nedra, 202 p. (In Russ.)

Maksimov V.M. (2015). Generalized low of multiphase through porous media and «coupling» effects during the oil displacement by water. *Mathematical modeling*, 27(4), pp. 21-31. (In Russ.)

Maksimov V.M. (2016). Thermodynamic study of multiphase flows during the hydrocarbon field development. *Aktualnye problemy nefti i gaza* [Actual problems of oil and gas], 2(14). DOI 10.29222/ipng.2078-5712.2016-14.art2

Nikolaevsky V.N. (1984). Mechanika poristykh i tretchinovatykh sred [Mechanics of Porous and Fractured Media]. Moscow: Nedra, 232 p. (In Russ.)

Nigmatulin R.I. (1987). Dinamika mnogofaznykh sred [Dynamics of multiphase media]. Part 1. Moscow: Nauka, 462 p. (In Russ.)

About the Author

Vyacheslav M. Maksimov – Professor, DSc (Engineering), Chief Researcher, Head of Laboratory, Oil and Gas Research Institute of the Russian Academy of Sciences

3, Gubkin st., Moscow, 117971, Russian Federation

Tel: +7(499)135-73-71, e-mail: vmaks@ipng.ru

Manuscript received 28 June 2018;
Accepted 23 November 2018;
Published 30 March 2019

КРАТКОЕ СООБЩЕНИЕ
DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.92-98
УДК 553.98.048

Способы минимизации факторов неопределенности и геологических рисков на основе газоконденсатного месторождения Умид

*Э. Ахмедов, Р. Велиев**
Государственная Нефтяная Компания Азербайджанской Республики (SOCAR), Баку, Азербайджанская Республика

В статье проанализированы и систематизированы геолого-промысловые данные, полученные в результате геологоразведочных работ и опробования их на газоконденсатном месторождении Умид. Месторождение является одним из основных проектов Государственной Нефтяной Компании Азербайджанской Республики (SOCAR). На основе полученных геолого-геофизических и промысловых данных проведен анализ неопределенностей, и подсчитаны запасы углеводородов по горизонтам. Используя новую матрицу риска оценены геологические риски. С использованием современных подходов исследовано влияние неопределенностей на запасы углеводородов месторождения. Предложена стратегия действий для снижения геологических рисков.

Ключевые слова: месторождение, запасы углеводородов, анализ неопределенности, геологический риск, горизонт, разведочная скважина, сейсморазведка, разработка

Для цитирования: Ахмедов Э., Велиев Р. (2019). Способы минимизации факторов неопределенности и геологических рисков на основе газоконденсатного месторождения Умид. *Георесурсы*, 21(1), с. 92-98. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.92-98

Введение

На данном этапе развития нефтегазовой отрасли Азербайджанской Республики стабильное сохранение и увеличение добычи природного газа является одной из важнейших задач. Обязательство по реализации плана по добыче газа в республике взяла на себя Государственная Нефтяная Компания Азербайджанской Республики (SOCAR). Для успешного выполнения данного обязательства применяются современные подходы и методы исследования к новым инвестициям и безрисковому управлению проектами, такими как привлечение в разработку новых разведанных газоконденсатных месторождений.

В настоящее время SOCAR изучает процесс оценки запасов углеводородов месторождений и отбора проектов разработки, используя международную систему PMI. Этот процесс может быть изложен по следующей схеме (Рис.1). Прежде всего, запасы углеводородов месторождений оцениваются в соответствии с международными стандартами подсчета запасов. Планы разработки месторождений проектируются и представляются отборочной комиссии. После оценки рисков и экономической целесообразности отобранных вариантов разрабатывается окончательная концепция развития, и начинается выполнение плана.

Одним из таких проектов является эффективное вовлечение в разработку месторождений Умид-Бабек, что может послужить стимулом для развития промышленности.

Начальный этап исследований

Поднятие Умид расположено в центральной части нефтегазоносного района (НГР) Бакинского архипелага, в 75 км к югу от Баку и на расстоянии 44 км от острова Хара-Зиря (Рис. 2). Глубина моря над поднятием составляет 40-60 м. На северо-западе от структуры расположено месторождение Булла-Дениз, а на юго-востоке – Бабек. Структуры Умид и Бабек разделены грязевым вулканом.

Поднятие Умид обнаружено в 1953 г. в результате сейсморазведочных работ методом отраженных волн (МОВ), проведенных Управлением морских геофизических исследований. Буровые работы на поднятии Умид начались в 1954 г. с бурения 4 структурных скважин; пробуренные скважины не вышли за пределы брекчии грязевого вулкана, вскрыв 70 метров данных отложений (Abasov et al., 1997; Guliyev et al., 2010). Данное поднятие, простирающееся с северо-запада на юго-восток, состоит из двух ундуляционных зон. В 1962-1963 гг. по результатам сейсморазведки на структуре Умид приступили к глубокому разведочному бурению.

В 1977 г. с целью изучения отложений верхнего и нижнего плиоцена на рассматриваемой территории проводились сейсморазведочные работы методом общей глубинной точки (ОГТ). Геофизические исследования скважин (ГИС), проведенные на 12 разведочных скважинах, пробуренных в разные годы, помогли определить петрофизические характеристики, состав и нефтегазонасыщенность отложений, присутствующих в геологическом разрезе блока, и в определенной степени помогли определить геологическую структуру изучаемого объекта. Эти данные подтвердили предположение, что поднятие образовалось в результате деятельности грязевого вулкана.

В том же году была пробурена первая глубокая скважина №1 с расчетной глубиной 6158 метров. Скважина вскрыла кровлю продуктивной толщи на глубине 2273 м. V горизонт продуктивной толщи был вскрыт в интервале 5922-6060 м. По своему литологическому составу V

* *Ответственный автор: Расим Велиев*
E-mail: rasim.valiyev@socar.az

© 2019 Коллектив авторов

Оценка	Выбор	Определение	Исполнение	Управление
• Определение степени осуществимости проекта и его соответствия бизнес-стратегии • Определение драйвера проекта • Определение жизнеспособности проекта для его реализации	• Выполнение технического определения и оценка приоритетных вариантов проекта • Разработка первоначальной стоимости и графика для вариантов; • Сравнение вариантов с учетом неопределенностей, риска, гибкости и связанных с ними экономических критериев; • Рекомендация предпочтительных вариантов и дальнейшая разработка технического определения, графика затрат и оценки производства	• Разработка выбранных вариантов до соответствующего уровня подробного технического определения • Планирование, необходимое для замораживания объема проекта, подтверждение стоимости, графика и производственных оценок	• Производство и эксплуатация активов в соответствии с объемом, стоимостью и графиком, включая: • Детальное проектирование • Закупка • Последующее проектирование • Услуги по поддержке • Услуги по управлению проектами	• Оценка активов с целью выяснения соответствия производительности спецификации, в том числе: • Обратная связь по объектам • Производственные показатели.

Рис. 1. Схема процесса оценки эффективности капиталовложений

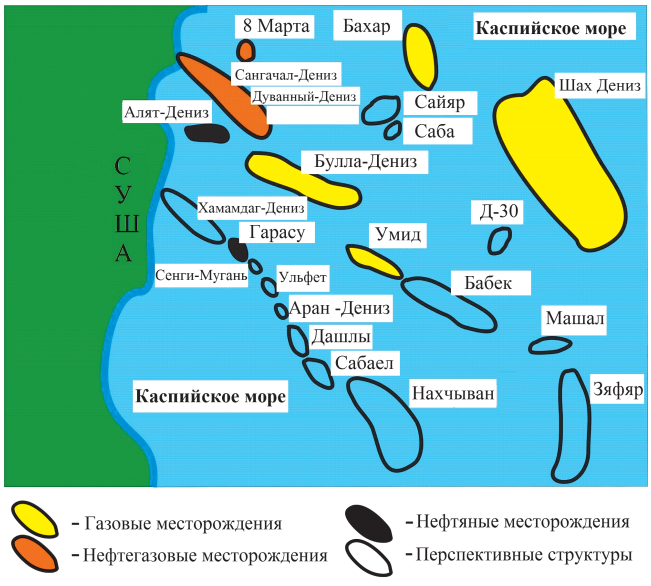


Рис. 2. Обзорная карта

горизонт представлен чередующимися средне- и мелкозернистыми песчаными и песчаниковыми отложениями и промежуточными глинистыми образованиями. Песчаные и песчаниковые пласты имеют расчетное удельное сопротивление 10 Ом·м и характеризуются высокодифференцированными кривыми потенциалов самопроизвольной поляризации (ПС).

В 1979 г. на расстоянии 1100 м к юго-западу от скважины №1 было начато бурение разведочной скважины №3 с расчетной глубиной 6500 м в направлении купола залежи, расположенном в северо-восточной части поднятия. Скважина была ликвидирована по техническим причинам из-за невозможности предотвращения возникших геологических осложнений на глубине 2694 м.

В 1980 г. начато бурение разведочной скважины №5 с расчетной глубиной 6500 м на северо-восточном крыле поднятия. При бурении в интервале 3836-5150 м наблюдалось поглощение глинистого раствора плотностью 2,05-2,15 г/см^3 и наличие минерализованной воды. Из-за прихвата бурильных труб скважина ликвидирована по техническим причинам.

В 1981 г. начато бурение разведочной скважины №4 с расчетной глубиной 6750 м на северо-восточной переклинали поднятия. Скважина вскрыла V горизонт продуктивной толщи в интервале 6163-6300 м, а также VII горизонт в интервале 6618-6715 м. По своему литологическому составу V горизонт представлен чередованием сероватых среднезернистых слоев песчаников и сероватых известковых глин; в песчаниках наблюдался запах газа. V горизонт имеет расчетное удельное сопротивление 8-12 Ом·м и хорошо различимые кривые ПС. Несмотря на то, что VII горизонт по своему литологическому составу совпадает с V горизонтом, его расчетное удельное сопротивление достигает 30-35 Ом·м. Опробование рассматриваемого пласта не производилось в течение длительного времени; приток воды и небольшого количества газа получен из продуктивного пласта V горизонта в интервале 6179-6234 м.

По результатам сейсморазведки, проведенной в 1981 г. методом ОГТ, определена геологическая структура рассматриваемого блока и получена информация о наличии тектонического разлома в купольной части антиклинальной структуры Умид.

В 1982 г. на северо-восточном крыле поднятия начато бурение разведочной скважины №7 с проектной глубиной 6500 м. В результате осложнений в стволе скважины на глубине 4409 м буровые работы были приостановлены, а скважина ликвидирована.

Скважина №6 с расчетной глубиной 6500 м пробурена на северо-восточном крыле поднятия. На глубине 6619 м произошло засорение бурильной колонны. Несмотря на благоприятный геологический разрез продуктивного пласта V горизонта и верхней части VII горизонта толщиной 54 м, провести испытания по техническим причинам было невозможно и скважину ликвидировали по техническим причинам. Еще две скважины №9 и №11 пробурены в

рассматриваемом блоке и ликвидированы по техническим причинам на глубинах 4449 и 4445 м.

Результаты сейсмических исследований, выполненных в 1987 г. методом ОГТ, позволили выявить антиклинальную складку, которая объединяет ундуляционные поднятия Умид и Бабек. В 1989 г. на изучаемой территории были проведены повторные сейсмические исследования с целью подтверждения результатов, полученных в 1987 г.

В 1995-1999 гг., на поднятиях Умид и Бабек были проведены двухмерные (2D) сейсморазведочные исследования.

В 2009 г. на северо-восточном крыле поднятия Умид пробурена скважина №8 с расчетной глубиной 6500 м. Скважина вскрыла V горизонт продуктивной толщи в интервале 5475-5582 м и VII горизонт в интервале 5923-6006 м. Расчетное удельное сопротивление V и VII горизонтов варьируется в пределах 10-12 и 30-32 Ом·м соответственно. Кривые ПС хорошо дифференцированы. При бурении скважины на глубине 6006 м в скважину была спущена обсадная эксплуатационная колонна для проведения испытаний в V и VII горизонтах. На глубине 4550 м наблюдались газопроявления и поглощение глинистого раствора. Но произошло засорение эксплуатационной колонны, и бурение скважины было приостановлено на три года.

Бурение разведочной скважины №10 началось 01.07.2011 г. Проектная глубина скважины составила 6400 м. В интервале глубин 5777-5868 м был вскрыт V горизонт, а в интервале глубин 6248-6364 м – VII горизонт. Обсадную эксплуатационную колонну спустили до глубины 6400 м. 08.06.2013 г. скважину перфорировали в интервале 6336-6356 м. С 19.09.2013 г. начато освоение скважины, и в настоящее время скважина работает.

В 2010-2012 гг. на изучаемой площади проведена трехмерная (3D) сейсморазведка. Площадь, покрытая сейсмическими исследованиями, составила 417,99 км^2. Согласно результатам сейсмических исследований и данным бурения, геологическая структура рассматриваемого блока осложнена одним продольным разломом с большой амплитудой в направлении центральной оси кровли поднятия и несколькими сравнительно низкоамплитудными перекрестными разломами вокруг кровли.

Скважина №12 пробурена до 6309 м (верхняя часть VII горизонта продуктивной толщи). В скважину была спущена и зацементирована обсадная эксплуатационная колонна. В 2014 г. в VII горизонте были проведены пластовые испытания, в результате чего был получен фонтанный приток газового конденсата (750 тыс. м^3 газа, 150 тонн конденсата). В результате скважина сдана в эксплуатацию.

В настоящее время в двух скважинах месторождения добывается более 750-800 тыс. м^3 газа и 100-110 тонн конденсата (Табл. 1).

Методы определения рисков

Независимо от объема буровых работ, проводимых на месторождении, большое внимание необходимо уделять неопределенности геологических параметров. Данные неопределенности связаны со степенью качества буровых работ, проводимых в районе исследования. Глубина, высокая температура и давление блока Умид в качестве разведочной площади вызвали осложнения во время буровых работ и, следовательно, затруднили проведение комплексных исследований. В результате геологические и пластовые данные не были должным образом изучены. Следовательно, оценка неопределенностей и геологических рисков является важной проблемой для составления полного плана разработки месторождения. План разработки должен учитывать все существующие параметры для минимизирования рисков.

В настоящее время, согласно международным стандартам, необходимо оценивать запасы статистическими методами (метод Монте-Карло). С помощью программного обеспечения M-Ball указанным методом Монте-Карло оценены запасы углеводородов в V и VII горизонтах месторождения Умид. Основным условием в рассматриваемом

№ скв.	Глубина, м (проект/факт.)	Глубина пластов, м			Примечание
		ПТ	V горизонт	VII горизонт	
1	6500 / 6158	2273	5922-6060		Положительные каротажные данные в V горизонте Ликвидирована по техническим причинам
3	6500 / 2649	1950			Ликвидирована по техническим причинам
5	6500 / 5150	2325			Ликвидирован по техническим причинам
4	6700 / 6750	2543	6153-6300	6600-6715	Получен приток газа и воды в V горизонте Положительные каротажные данные в VII горизонте Ликвидирована по геологическим причинам
7	6500 / 4409	2275			Ликвидирована по техническим причинам
6	6700 / 6619	2425	6046-6156	6565-?	Положительные каротажные данные в V и VII горизонте Ликвидирована по техническим причинам
2	6500 / 2936	2050			Ликвидирована по техническим причинам
9	6500 / 4449	2277			Ликвидирована по техническим причинам
11	6500 / 4445	2005			Ликвидирована по техническим причинам
8	6500 / 6006	1960	5475-5582	5905-?	Фонтан из VII горизонта Ликвидирована по техническим причинам
10	6500 / 6400	1995	5777-5868	6248-6364	Эксплуатируемый (VII горизонт) (Положительные каротажные данные в V горизонте)
12	6500 / 6309	1995	5765-5885	6236-?	Эксплуатируемый (VII горизонт) (Положительные каротажные данные в V горизонте)
14	6400 / 6341	2000			В стадии завершения (VII горизонт) (Положительные каротажные данные в V горизонте)

Табл. 1. Скважинные данные

примере является обоснование геологических параметров при оценке запасов. Определение интервала изменения и базовых величин параметров должно опираться на полные и геологически обоснованные данные (Abasov et al., 2000).

Один из параметров V горизонта месторождения Умид, который характеризуется большой неопределенностью геологических параметров, является газо-водяной контакт (ГВК). Газо-водяной контакт V горизонта может быть принят по следующим изогипсам: 5850 м (скважина №10, по результатам ГИС); 6000 м (скважина №6, по данным ГИС); 6100 м (скважина №4, по результатам опробования и данным ГИС) (Рис. 3).

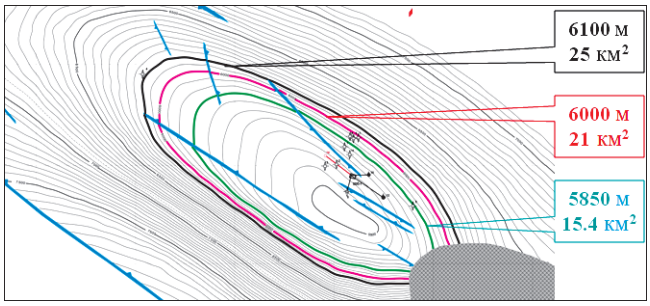


Рис. 3. Оценка газо-водяного контакта V горизонта

Согласно региональной корреляции месторождений, расположенных на линии о. Сангачал-Дениз – Дуванный-Дениз – Хара-Зиря и антиклинали Бабек, коэффициент углеводородного заполнения для месторождения Умид принимается равным 0,20. Другими словами, ГВК принимается по изогипсе 6000 м изолинии кровли пласта. При подсчете запасов использованы области, охватываемые этими изогипсами. По результатам опробования и материалам ГИС определены значения эффективной нефтенасыщенной толщины: минимальное – 2 м (по скважинам №14 и №12); среднее – 23 м (по результатам региональной корреляции и материалам ГИС рассматриваемого месторождения); максимальное – 35 м (по скважинам №4 и №6). Информация о пористости и газонасыщенности основана на данных скважин, пробуренных на изучаемом месторождении, а также аналогичных данных месторождения Булла-Дениз. Для подсчета запасов установление данных параметров было сочтено обоснованным. Давление, температура и прочие геолого-промысловые параметры пласта приняты по аналогии с соседним месторождением Булла-Дениз (Табл. 2).

Если попытаться определить ГВК VII горизонта исследуемого месторождения, то по данным скважины №10, эксплуатируемой в верхней части горизонта, ГВК пройдет по изогипсе 6400 м; по данным ГИС скважины №4 – по изогипсе 6700 м; согласно корреляции коэффициента заполнения углеводородами – по изогипсе 6870 м (Рис. 4).

По результатам опробования и материалам ГИС определены значения эффективной нефтенасыщенной толщины: минимальное – 33 м (по скважине №8); среднее – 37,4 м (по результатам региональной корреляции и материалам ГИС рассматриваемого месторождения); максимальное – 50 м (по скважине №10). Информация о пористости и газонасыщенности основана на данных скважин, пробуренных на месторождении, а также данных месторождения Булла-Дениз. Давление, температура и

Оценка	Площадь, (10^3 м^2)	Эффективная нефтен. толщина, (м)	Газонасыщенность, (%)	Пористость, (%)	Пластовое давление, (MPa)	Пластовая температура, (°C)	Плотность газа, (кг/м^3)	Плотность конденсата, (кг/м^3)	Коэффициент конденсата (CGR), (г/м^3)
Минимум	15400	2,0	56	12	70	90	0,670	810	170
Основной	21000	23,0	76	18	80	100	0,680	815	176
Максимум	25000	35,0	80	23	90	110	0,740	820	200

Табл. 2. Расчетные параметры для оценки запасов V горизонта

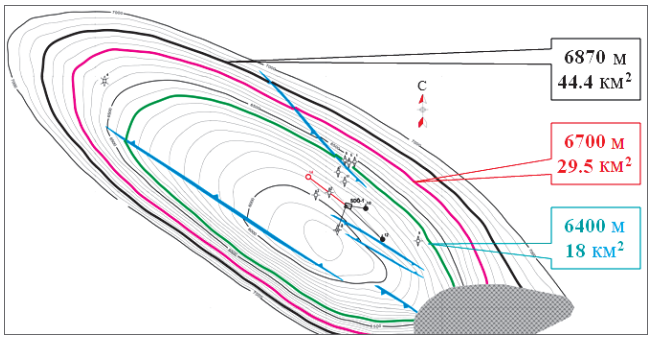


Рис. 4. Оценка газо-водяного контакта VII горизонта

другие геолого-промысловые параметры пласта также принимались по аналогии с месторождением Булла-Дениз (Табл. 3).

Результаты представлены на диаграммах Монте-Карло (Рис. 5). Согласно диаграммам, оценочные значения запасов углеводородов варьируются в широких пределах, что обусловлено неопределенностью основных оценочных данных.

Научно-исследовательские работы при разработке морских запасов УВ, подтвержденных в соответствии с существующим планом разработки, требуют гораздо больше инвестиций, чем на суше. С этой точки зрения, неопределенности и риски, которые могут возникнуть на этапах разведки и разработки морских месторождений, должны оцениваться

Оценка	Площадь, (103 м^2)	Эффективная нефт.толщина, (м)	Газонасыщенность, (%)	Пористость, (%)	Пластовое давление, (MPa)	Пластовая температура, (°C)	Плотность газа, (кг/м^3)	Плотность конденсата, (кг/м^3)	Коэффициент конденсата (CGR), (г/м^3)
Минимум	18000	33,0	70	15	90	100	0,670	810	170
Основной	29500	37,4	77	18	100	110	0,680	815	176
Максимум	44439	50,0	85	20	110	120	0,740	820	190

Табл. 3. Расчетные параметры для оценки запасов VII горизонта

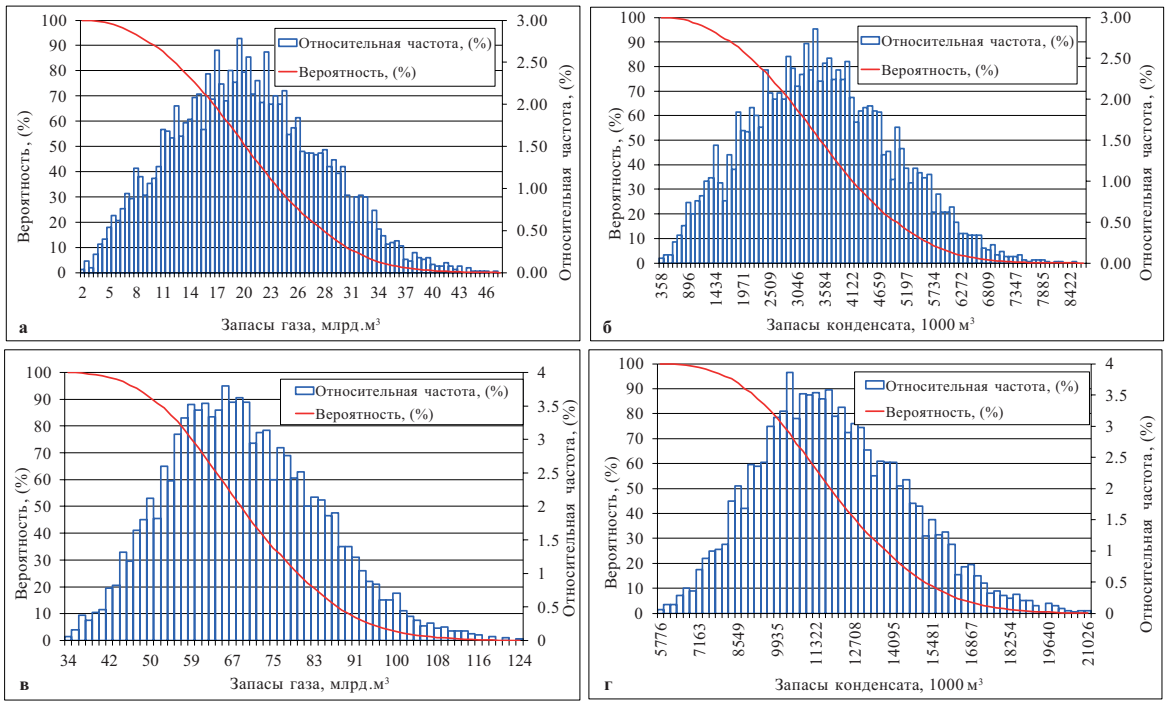


Рис. 5. Диаграммы запасов газа (а) и конденсата (б) V горизонта, запасов газа (в) и конденсата (г) VII горизонта

более точно. Считается, что риски оцениваются после изучения и определения возможности таких неопределенностей.

Основной целью данной исследовательской работы являлось определение способов оценки и минимизации геологических рисков при оценке запасов углеводородов месторождения в соответствии с международными стандартами PMI.

Чтобы оценить геологические риски, необходимо определить достоверность запасов на месторождении. Для этого необходимо определить влияние параметров пласта и флюида на запасы углеводородов.

С целью изучения неопределенностей при оценке запасов и степени их влияния на результаты были проведены многовариантные анализы чувствительности статистических моделей по минимальным, максимальным и базовым значениям геологических параметров (Ahmadov, 2015). Анализ чувствительности показывает влияние значения указанных геологических параметров на результаты, что очень важно для оценки рисков.

Анализ чувствительности был проведен по 21 варианту: первый вариант оценивался по базовым значениям, а все остальные по минимальным и максимальным значениям каждого геологического параметра. Результаты анализа чувствительности представлены на диаграммах Торнадо (Рис. 6).

Согласно диаграммам, запасы газового конденсата в V горизонте, в основном, зависят от эффективной толщины и пористости, а в VII горизонте – от площади и эффективной толщины. Другими словами, изменение в широких пределах данных геологических параметров может быть указано в качестве причины минимизации геологических запасов.

Для более точной оценки геологических рисков была разработана новая матрица рисков (Рис. 7). Риски оценивались по степени исследования параметров для района и их влияния на запасы УВ. Строки матрицы указывают на три уровня степени изученности параметров района,

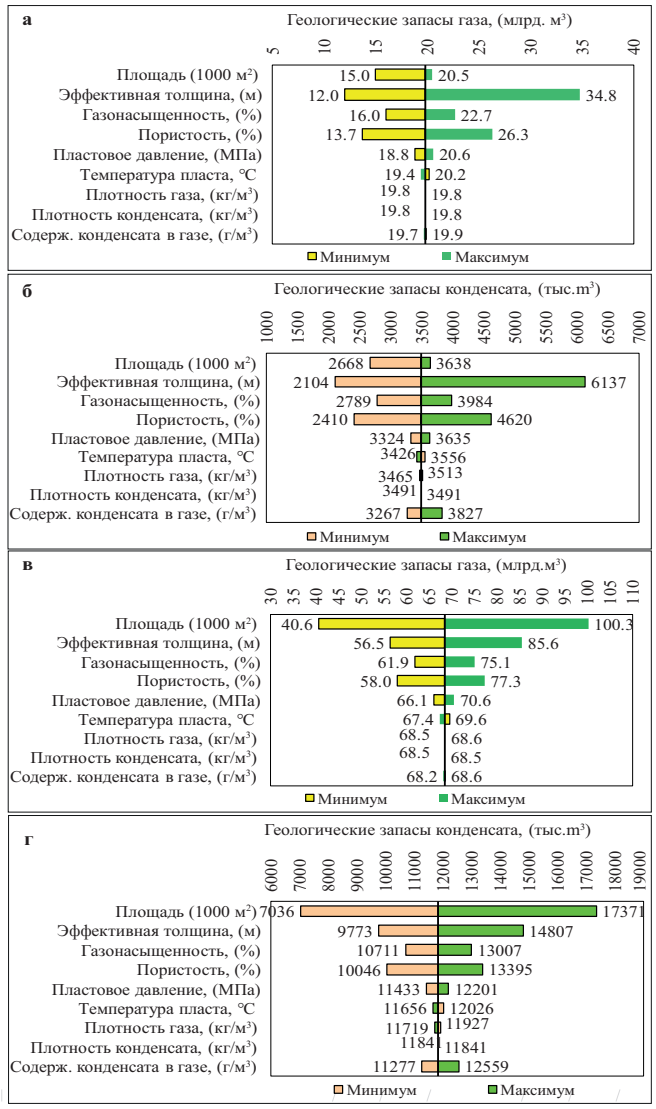


Рис. 6. Диаграммы Торнадо для V (а и б) и VII горизонтов (в и г)

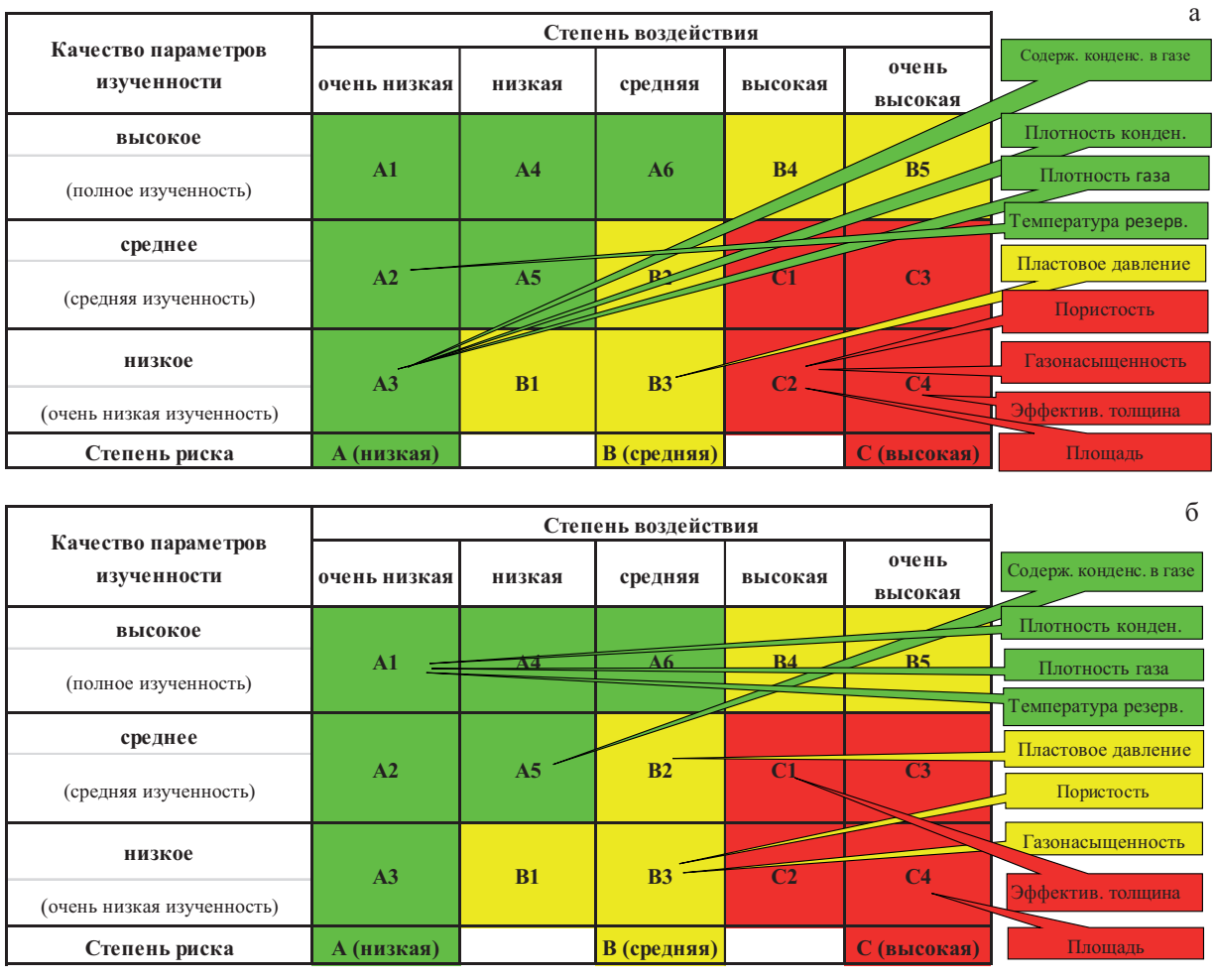


Рис. 7. Матрица рисков для V (а) и VII горизонтов (б)

а столбцы – пять уровней степени воздействия таких данных на запасы. Основными параметрами неопределенностей и геолого-промыслового риска были определены: для V горизонта – площадь, эффективная толщина, газонасыщенность и пористость; для VII горизонта – площадь и эффективная толщина. Следовательно, для расчета запасов необходимо установить относительно точные значения данных параметров по площади и разрезу.

Выводы и рекомендации

Как видно из результатов исследования, минимизация геологических рисков является очень важной частью разработки V и VII горизонтов месторождения Умид. Это дало основание для проведения геологических, геофизических и полевых исследований и изучения их значимости. По итогам анализа результатов исследования предложены следующие рекомендации.

1. Для исследования газо-водяного контакта необходимо:

- Проведение в нескольких скважинах АВО-анализа (Amplitude Variation with Offset – AVO) и вертикального сейсмического профилирования (Vertical Seismic Profile – VSP);

- Бурение последующих скважин в северной части месторождения с целью определения газо-водяных контактов.

2. Для определения газонасыщенности и пористости необходимо использовать современную каротажную съемку в разведочных скважинах, которые необходимо пробурить, а также необходимо получение данных по отобранному керну.

3. Необходимо измерить давление в пласте и провести испытания в скважине №13, которую планируется пробурить.

Согласно новым геологическим данным необходимо провести оптимизацию геологических и гидродинамических моделей, разработанных для месторождения Умид, заново провести оценку риска и экономической эффективности плана разработки, выяснить объем запасов углеводородов для новых исследуемых пластов (VIII горизонт) и составить полный план разработки месторождения.

Благодарности

Авторы выражают признательность рецензенту за высказанные вопросы и полезное обсуждение проблемы, а также критические замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Литература

Abasov M., Azimov E., Aliyarov, R. A., et al. (1997). Theory and Practice of Geological-Geophysical Studies and Development of Marine Oil and Gas Fields: on the example of South-Caspian depression. Baku, Azerneshr, 203 p.

Abasov M.T., Bagirov B.A., Salmanov A.M. (2000). Methods of allocation of deposits with passive oil reserves in the South Caspian basin and recommendation for passive reserves development. *AAPG's Inaugural Regional International Conference.* Istanbul, pp. 126-127.

Abasov M.T., Kondrushkin Y.M., Salmanov A.M. (2000). Problems of deep hydrocarbon reservoir exploitation in the South Caspian basin. *AAPG's Inaugural Regional International Conference*. Istanbul. pp. 227-228.

Ahmadov E.H. (2015). Appraisal of oil reserves by using geological-mathematical models. *VI International Conference of Young Scientists and Students "Multidisciplinary approach to solving problems of geology and geophysics"*. Baku, pp. 119-120.

Guliyev I., Aliyeva E., Huseynov D., etc. (2010). Hydrocarbon potential of Ultra Deep Deposits in the South Caspian Basin. *Materials of AAPG European Region Annual Conference.* Ukraine, pp. 28-30.

Статья поступила в редакцию 14.11.2018;
Принята к публикации 18.12.2018;
Опубликована 30.03.2019

Сведения об авторах

Эльвин Ахмедов – PhD, старший геолог, Отдел разработки нефтяных и газовых месторождений, Государственная Нефтяная Компания Азербайджанской Республики (SOCAR)

Азербайджанская Республика, AZ1029, Баку, пр. Гейдара Алиева, д. 121

Расим Велиев – Заместитель начальника отдела Науки и техники, Государственная нефтяная компания Азербайджанской Республики (SOCAR)

Азербайджанская Республика, AZ1029, Баку, пр. Гейдара Алиева, д. 121

IN ENGLISH

Methods of minimization of uncertainties and geological risks based on Umid gas-condensate field

*E.H. Ahmadov, R.V. Veliyev**

State Oil Company of the Republic of Azerbaijan (SOCAR), Baku, Republic of Azerbaijan

**Corresponding author: Rasim Veli oglu Veliyev, e-mail: rasim.valiyev@socar.az*

Abstract. Geological mining data resulted from exploration-prospecting and testing operations at Umid gas condensate field as one of important projects of the State Oil Company of the Azerbaijan Republic (SOCAR) have been systemized and analyzed in the article. There conducted uncertainty analyses of the obtained geophysical and mining data and hydrocarbon reserves on horizons have been estimated. Impact of uncertainties to hydrocarbon reserves of the field have been studied through modern approaches and geological risks have been assessed by usage of new risk matrix. Also, strategy of actions has been proposed in order to mitigate geological risks.

Keywords: field, hydrocarbon reserves, uncertainty analysis, geological risk, horizon, exploration well, seismic exploration, development

Acknowledgments

The authors are grateful to the reviewer for valuable critical comments and recommendations which have been very helpful in improving the work.

Recommended citation: Ahmadov E.H., Veliyev R.V. (2019). Methods of mınımızatıon of uncertaınties and geologıcal rısks based on Umıd gas-condensate fıeld. *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 92-98. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.92-98

References

Abasov M., Azimov E., Aliyarov R., et al. (1997). Theory and Practice of Geological – Geophysical Studies and Development of Marine Oil and Gas Fields: on the example of South-Caspian depression. Baku, Azerneshr. 203 p.

Abasov M.T., Bagirov B.A., Salmanov A.M. (2000) Methods of allocation of deposits with passive oil reserves in the South Caspian basin and recommendation for passive reserves development. *AAPG's Inaugural Regional International Conference. Istanbul*. pp. 126-127.

Abasov M.T., Kondrushkin Y.M., Salmanov A.M. (2000). Problems of deep hydrocarbon reservoir exploitation in the South Caspian basin. *AAPG's Inaugural Regional International Conference. Istanbul*. pp. 227-228.

Ahmadov E.H. (2015). Appraisal of oil reserves by using geological-mathematical models. *VI International Conference of Young Scientists and Students "Multidisciplinary approach to solving problems of geology and geophysics". Baku*. pp. 119-120.

Guliyev I., Aliyeva E., Huseynov D., et al. (2010). Hydrocarbon potential of Ultra Deep Deposits in the South Caspian Basin. *Materials of AAPG European Region Annual Conference. Ukraine.* pp. 28-30.

About the Authors

Elvin Hajiqulu oglu Ahmadov – PhD, Senior Geologist, Development of Oil&Gas Reservoirs Department

State Oil Company of the Republic of Azerbaijan (SOCAR)

121, Heydar Aliyev Ave., AZ1029, Baku, Republic of Azerbaijan

Rasim Veli oglu Veliyev – Deputy to Head, Science and Technical Department

State Oil Company of the Republic of Azerbaijan (SOCAR)

121, Heydar Aliyev Ave., AZ1029, Baku, Republic of Azerbaijan

Manuscript received 14 November 2018;
Accepted 18 December 2018;
Published 30 March 2019

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ
DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.99-106
УДК 621.1.016:532.529

Способы обеспечения устойчивой работы пароводяных скважин

А.Н. Шулюпин
Институт горного дела Дальневосточного отделения РАН, Хабаровск, Россия
E-mail: ans714@mail.ru

Рассмотрены условия устойчивой работы пароводяной геотермальной скважины на основе анализа характеристик, отражающих зависимость забойного давления от расхода для скважины и питающего пласта. При расположении статического уровня воды ниже устья эти условия определяют принципиальную возможность парлифтной добычи теплоносителя в режиме самоизлива. При построении характеристики скважины следует учитывать зависимость внешнего устьевого давления, определяемого течением вниз по потоку от устья, от расхода. Достаточным условием устойчивой парлифтной добычи является нахождение рабочей точки (пересечение характеристик) на восходящей ветви характеристики скважины. При наличии факторов, сдерживающих развитие неустойчивости на устье, не исключается возможность парлифтной добычи при нахождении рабочей точки и на нисходящей ветви вблизи точки экстремума характеристики скважины.

Рассмотрены некоторые способы изменения характеристик скважины и пласта, способствующие достижению требуемого расположения рабочей точки. Отмечена важность выбора способа возбуждения скважины и технологии его реализации при наличии требуемого расположения. Указаны причины возникновения трудностей парлифтной эксплуатации скважины. Рекомендовано, столкнувшись на практике с такими трудностями и найдя причины их возникновения, выбрать наиболее подходящие способы их устранения, отдавая предпочтение простейшим в реализации способам, которые, в случае неудачи, не будут мешать дальнейшим попыткам обеспечить необходимый режим работы.

Ключевые слова: пароводяная скважина, парлифт, самоизлив, питающий пласт, статический уровень воды

Для цитирования: Шулюпин А.Н. (2019). Способы обеспечения устойчивой работы пароводяных скважин. *Георесурсы*, 21(1), с. 99-106. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.99-106

Введение

В настоящее время геотермальные ресурсы активно используются как для преобразования тепловой энергии в электрическую (Bertani, 2016), так и в направлении прямого использовании флюидов (Lund, Boyd, 2016). Масштабы освоения геотермальных ресурсов уже вышли за рамки дотационных проектов, все чаще работы осуществляются на коммерческой основе. Более того, например, на Камчатке геотермальная энергетика успешно конкурирует с дотируемыми традиционными видами (Колесников и др., 2015).

В новых условиях повышенное внимание стало уделяться вопросам эффективности использования фонда скважин, на строительство которых расходуется значительная часть затрат геотермальных проектов. В последние годы вырос интерес к вопросам стимулирования скважин (Grubelich et al., 2015; On, Andrino, 2015; Pasikki et al., 2010; Siratovich et el., 2015; и др.), которое позволяет повысить производительность скважин. Изучается возможность извлечения геотермальной энергии без подъема глубинных флюидов на поверхность (Alimonti et al., 2016; Holmberg et al., 2016; Wołoszyn, Gołas, 2016; Lous et al., 2015; и др.), что позволяет эксплуатировать непродуктивные скважины. Исследуются теплофизические процессы в скважинах и разрабатываются другие способы повышения их производительности (Алишаев, Азизов, 2011; Алхасов и др., 2016; Shulyupin, Chernev, 2015; Шулюпин и др., 2017).

© 2019 А.Н. Шулюпин

Значительная доля мировых эксплуатируемых геотермальных ресурсов обеспечивается разработкой вододоминирующих высокопотенциальных месторождений теплоэнергетических вод (парогидротерм), насчитывающих большее количество по сравнению месторождениями чистого пара и имеющих более высокий энергетический потенциал по сравнению с однофазно-водяными месторождениями. У большинства скважин на месторождениях парогидротерм, в том числе во всех скважинах крупнейших отечественных месторождений, уровень пластовых вод находится ниже устья. Эксплуатация таких скважин осуществляется за счет парлифта – разновидности газлифта, когда подъем теплоносителя осуществляется за счет облегчения флюида вследствие его вскипания. При этом скважина работает в режиме самоизлива – парлифт работает как природный газлифт, поскольку кипение обеспечивается поступлением горячих вод из пласта.

Вместе с тем, на месторождениях парогидротерм имеется большое количество скважин, неспособных работать в режиме самоизлива (Mubarok, Zarrouk, 2017). Кроме того, опыт показывает, что продуктивные скважины со временем теряют свою производительность, и наступает момент, когда парлифт уже не обеспечивает необходимый режим работы. Поэтому важно выявить условия, обеспечивающие парлифтную эксплуатацию, установить факторы, снижающие эффективность парлифта, и разработать способы обеспечения работы скважины в режиме самоизлива. Этим вопросам посвящена настоящая работа.

Теоретические основы определения режима работы скважины

Режим работы скважины зависит от параметров питающего пласта, включая параметры флюидов, особенности его вскрытия, гидравлических характеристик ствола скважины и устьевых условий. Определение режима работы скважин удобно осуществлять на основе анализа характеристик скважины и питающего пласта, отражающих зависимость забойного давления от расхода. На рис. 1 под цифрой 1 представлена характеристика типовой по конструкции скважины Мутновского месторождения парогидротерм на Камчатке: глубина до пласта 1400 м, внутренний диаметр до глубины 1100 м составляет 0.225 м, глубже – 0.152 м, энтальпия смеси – 1200 кДж/г. Скважина подает пароводяную смесь в групповой сепаратор с постоянным устьевым давлением 7 бар. Расчет забойного давления (здесь и далее под забойным давлением принимается давление на уровне кровли пласта) выполнен по математической модели WELL-4 (Шулюпин, Чермошенцева, 2013). За характеристику пропускной способности пласта предлагается взять формулу Дюпюи (Дрознин, 1980):

$$G = \frac{2\pi kM(p_a - p_z)}{\nu \ln(R/r)}, \quad (1)$$

где G – массовый расход, k и M – коэффициент проницаемости и мощность пласта, p_a и p_z – пластовое и забойное давление, ν – коэффициент кинематической вязкости флюида, R – радиус пьезометрической воронки, r – радиус скважины.

Данную формулу можно преобразовать к линейной зависимости забойного давления от расхода:

$$p_z = p_a - bG, \quad (2)$$

где

$$b = \frac{\nu \ln(R/r)}{2\pi kM}. \quad (3)$$

Прямыми линиями, согласно формуле (2), на рисунке под цифрами 2, 3 и 4 представлены некоторые варианты характеристик пласта. Рабочая точка определяется

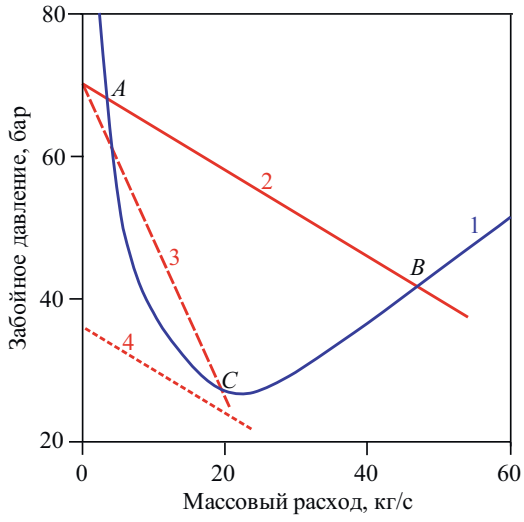


Рис. 1. Характеристика типовой скважины Мутновского месторождения (1) и возможные варианты характеристик пласта (2, 3, 4)

равенством забойных давлений в скважине и пласте, т.е. точкой пересечения характеристик скважины и пласта.

Прямые линии для характеристики пласта соответствуют установившимся условиям питания при линейном законе фильтрации. Положение начальной точки (при нулевом расходе) определяется величиной статического давления в пласте. Угол наклона характеристик определяется фильтрационными свойствами пласта, условиями его вскрытия конкретной скважиной и вязкостью флюида. В действительности, фильтрация в пласте, особенно в призабойной зоне, может отличаться от линейной. Кроме того, в процессе эксплуатации, как правило, происходит падение законтурного давления, а также снижается проницаемость пласта за счет отложения солей в проводящих каналах. Отложение особенно интенсивно происходит при распространении зоны кипения в пласт. Тем не менее, в определенный момент времени условия фильтрации в пласте практически всегда могут быть приняты установившимися (или квазистационарными), а линейная зависимость, при отсутствии возможности более точного определения, может считаться первым приближением для характеристики пласта.

При характеристике пласта 4 рабочих точек нет, т.е. скважина принципиально не может работать на самоизливе. Исключая гипотетические варианты, характеристики пласта имеют отрицательный наклон. Учитывая вид характеристики скважины, в точке пересечения возможны три варианта сочетания наклонов: при положительном наклоне характеристики скважины (точка *B* на рис. 1); при отрицательном наклоне характеристики скважины, превосходящим наклон характеристики пласта (точка *A)*; при отрицательном наклоне характеристики скважины, меньшем наклона характеристики пласта (точка *C*). Возможность работы скважины для данных точек требует более детального анализа на предмет устойчивости течения.

Устойчивым режим работы скважины может считаться в том случае, если при его реализации отсутствуют фазы неустойчивых процессов. Применительно к скважинам такие процессы обусловлены неустойчивостью течения. Неустойчивое течение связано с наличием условий для развития нестационарности при малых возмущениях параметров потока. Условие устойчивости течения в пароводяной скважине в общем виде определяется соотношением (Шулюпин, 2016):

$$\frac{\partial \Delta p_i}{\partial G} > \frac{\partial p_z}{\partial G} - \frac{\partial p_w}{\partial G}, \quad (4)$$

где Δp_i – внутренний перепад давления в скважине (сумма перепадов давления на трение, гравитацию и конвективное ускорение), p_w – внешнее устьевое давление (определяется течением вниз по потоку от устья), забойное давление p_z в данной формуле считается внешним (определяется течением в пласте).

Соотношение (4) совпадет с известным условием Лединегга (Ledinegg, 1938; Nayak, Vijayan, 2008; Ruspini et al., 2014). Обычно неустойчивость Лединегга относится к классу статической неустойчивости (Boure et al., 1973; Ruspini et al., 2014). В нашем случае соотношение (4) получено на основе анализа динамических процессов, поэтому в таком виде оно актуально только в случае

достаточно быстрой реакции внешних давлений (p_w и p_z), определяемых течением вниз по потоку от устья и вверх по потоку от забоя, на изменение расхода, но такая реакция существует не всегда. Кроме того, в нашем случае имеются существенное отличие факторов, обуславливающих неустойчивость. Классическая неустойчивость Лединегга связывается с особенностью трения и фазовым переходом, вызванным тепловым потоком на стенке канала. Для скважин ни трение, ни тепловой поток на стенке не являются определяющими факторами. С ростом расхода в двухфазном потоке усиливается перемешивание фаз, что снижает отношение их средних скоростей и снижает плотность смеси, снижается сила тяжести. Следовательно, нарушение условия (4) может проявляться при малом влиянии трения и ускорения, роль которых возрастает с увеличением расхода. Для проявления неустойчивости, в данном случае, определяющей является гравитационная сила, а усиливающим фактором является фазовый переход при декомпрессии, дополнительно снижающий плотность смеси. Этот случай можно классифицировать как гравитационную неустойчивость. Совпадение (4) с известным условием Лединегга отражает общность механизма развития неустойчивости в обоих случаях.

Важной особенностью гравитационной неустойчивости является возможность ее развития исключительно от устья к забою (Шулюпин, 2016). Вследствие временной задержки, необходимой для достижения областью развивающейся неустойчивости забоя, реакция забойного давления в большинстве случаев не способна влиять на развитие неустойчивости. В форме (4) условие устойчивости может быть использовано только для неглубоких скважин. На практике условие устойчивости целесообразно использовать в виде:

$$\frac{\partial \Delta p_i}{\partial G} + \frac{\partial p_w}{\partial G} > 0 . \qquad (5)$$

Если характеристику скважины определять с учетом зависимости устьевого давления от условий течения вниз по потоку от устья, то угол наклона характеристики скважины будет характеризовать левую часть (5). Согласно данному условию, устойчивым течение может быть только при характеристике пласта 2 при расходе, соответствующим точке *B* (Рис. 1). Во всех остальных случаях течение будет неустойчивым, т.е. при заданном постоянном устьевом давлении парлифт не в состоянии обеспечить устойчивую работу скважины.

Отдельно рассмотрим точку *C* (Рис. 1). Как показано в (Дрознин, 1980), такой вариант сочетания наклонов характерен для гейзерного режима, при этом необходимо, чтобы забойное давление пласта при нулевом расходе превышало гидростатическое давление столба воды в скважине. В указанной работе описана лабораторная установка, которая с успехом демонстрировала искусственный гейзер. Заметим, что соотношение (4) допускает возможность работы при таком сочетании характеристик, но как отмечалось, лишь при дополнительных условиях. В некоторых скважинах Паужетского месторождения парогидротерм (Камчатка), имеющих низкий расход, соответствующий положению рабочей точки на нисходящей ветви характеристики скважины, и малую глубину зон питания, наблюдался пульсирующий режим работы, т.е. скважины работали при самоизливе, но режим излива не позволял использовать их для эксплуатации.

Рассмотрим базовое условие (4) применительно к некоторому элементу канала. Если левая часть, характеризующая внутренний перепад, больше нуля, неустойчивость может обеспечиваться только реакцией внешних давлений на изменение расхода. Такое течение обладает внутренней устойчивостью – сам элемент оказывает стабилизирующее влияние. Если в элементе производная внутреннего перепада давления меньше нуля, и это условие выполняется для сопряженных с ним элементов, реакция внешних давлений на этот элемент будет замедленна, что создаст условия для возникновения неустойчивости. Применяя условие (4) для локального элемента скважины, в (Шулюпин, 2016) вводится параметр:

$$a = \frac{G}{(\partial p / \partial z)} \frac{\partial}{\partial G}\left(\frac{\partial p}{\partial z}\right), \qquad (6)$$

где a – параметр внутренней устойчивости, $\partial p/\partial z$ – градиент давления.

Расчет распределения параметра a по глубине показал (Шулюпин и др., 2018), что при высоких расходах на всем протяжении скважины может выполняться условие внутренней устойчивости. При снижении расхода в нижней части пароводяного столба образуется область внутренней неустойчивости, расширяющаяся по мере снижения расхода. При малых расходах область внутренней неустойчивости охватывает все пароводяное течение. Важно отметить, что при нарушении условия (5) в верхней части скважины возможно существование достаточно обширной области внутренне устойчивого течения, выступающей барьером для развития неустойчивости от устья к забою.

В этой связи не следует рассматривать условие (5) как абсолютное, при нарушении которого течение обязательно должно быть неустойчивым. Переход от устойчивого режима работы к неустойчивому будет определяться масштабом неустойчивости, формирующейся в области внутренней неустойчивости, и стабилизирующей способностью области внутренней устойчивости. При снижении расхода, например в случае отложения солей в призабойной зоне, область внутренней устойчивости будет уменьшаться, и наступит момент, когда колебания параметров потока, пришедшего из области внутренней неустойчивости, приведут к развитию неустойчивости на устье и самозадавливанию скважины. При этом нельзя отрицать возможность существования метастабильного течения, когда условие (5) не выполняется, но нет необходимого развития неустойчивости от устья к забою. Тем не менее, гарантированная работа скважины в режиме парлифта обеспечивается выполнением условия (5), соответствующего нахождению рабочей точки на восходящей ветви характеристики скважины.

Если рабочая точка изначально находится на нисходящей ветви, или пересечения характеристик вовсе нет, добиться необходимого расположения рабочей точки можно по двум направлениям: первое – изменение характеристики пласта; второе – изменение характеристики скважины. Напомним, характеристику скважины следует рассматривать с учетом зависимости устьевого давления от условий течения вниз по потоку от устья. Еще одним направлением в обеспечении парлифтной эксплуатации,

при наличии необходимого сочетания характеристик скважины и пласта, является выбор способа и технологии возбуждения скважины, поскольку из существующего многообразия не все способы и технологии могут инициировать выход на рабочие параметры.

Некоторые способы обеспечения парлифтной эксплуатации

Анализ рис. 1 показывает, что высокое расположение начальной точки характеристики пласта увеличивает шансы для достижения устойчивого течения (характеристики пласта 4 и 2). Соответственно, обеспечение парлифта возможно за счет повышения начального пластового давления. Это можно достичь путем закачки отработанного теплоносителя и неиспользуемого сепарата в пласт. Также можно снизить объем добычи в скважинах, взаимодействующих с рассматриваемой. Указанные способы требуют согласования с общей стратегией разработки месторождений, поэтому их отдельное рассмотрение в настоящей работе нецелесообразно.

Другим путем является снижение угла наклона характеристики пласта, т.е. улучшение его проницаемости (Рис. 1, характеристики пласта 2 и 3). Как уже отмечалось, в настоящее время ведутся активные исследования в области стимулирования скважин. Способы стимулирования по назначению можно разделить на два типа: первый тип – стимулирование пласта; второй тип – стимулирование или запуск парлифта (в отечественной практике используется термин «возбуждение скважины»).

Существует много способов стимулирования пласта, их анализ может быть темой отдельного изучения. В настоящее работе ограничимся описанием опыта отечественных специалистов. При эксплуатации Мутновского месторождения хороший результат показал простейший в реализации способ: многократное возбуждение с использованием быстрой декомпрессии (Shulyupin, Chernev, 2015). Ключевым отличием этого способа от аналогов является быстрое открытие устья скважины, находящегося под давлением, и многократное повторение операций. Для открытия устья используются специальные устройства, обеспечивающие время полного открытия порядка 0.1 с. Быстрое открытие позволяет создать максимальные динамические и термические нагрузки на призабойную зону пласта. Это способствует удалению отложений в проницаемых каналах и образованию новых каналов.

Распространенной причиной самопроизвольного прекращения парлифта (используется термин «самозадавливание») на Камчатке является снижение проводимости пласта в связи с отложениями в его призабойной зоне. Опыт показывает, что стимулирование парлифта с переводом на свободное фонтанирование позволяет частично удалить отложения, что на некоторое время возвращает необходимый для эксплуатации режим разгрузки. Это, пожалуй, самый простой, но не самый эффективный способ. Заметим, что более эффективным представляется применение стимулирования пласта способом многократного возбуждения с мгновенной декомпрессией на устье.

Простейший способ изменения характеристики скважины – изменение эксплуатационного давления. На рис. 2 приведены две расчетные характеристики скважины. Первая аналогична характеристике на рис. 1 (для

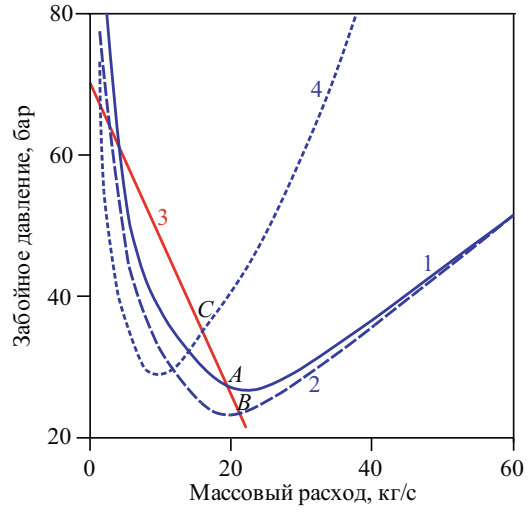


Рис. 2. Характеристики скважины и пласта: 1 – скважина с устьевым давлением 7 бар, 2 – скважина с устьевым давлением 6 бар, 3 – пласт, 4 – скважина с уменьшенным диаметром

устьевого давления 7 бар). Вторая соответствует той же скважине, но при 6 бар. При характеристике пласта 3 снижение устьевого давления переводит скважину из неустойчивого состояния (точка *A*) в устойчивое (точка *B*). Однако такой способ не всегда оправдан, поскольку снижение эксплуатационного давления в одной скважине требует соответствующего снижения в других скважинах, работающих на ту же энергетическую установку, что приводит к снижению эффективности ее работы.

Другой способ заключается в изменении условий транспортировки теплоносителя от устья до энергоустановки. Эти изменения относятся ко второму слагаемому левой части (5). Необходимо стремиться к максимальному значению указанного слагаемого при заданных давлениях на входе в энергоустановку и на устье. В качестве примера рассмотрим случай, когда теплоноситель от скважины до группового сепаратора электростанции транспортируется по трубопроводу пароводяной смеси, а трубопровод имеет неоправданно большой диаметр и восходящие участки. Такие случаи имели место на Мутновском месторождении (трубопроводы от скважин А-2, А-3, 4-Э). В таких трубопроводах перепады давления за счет трения минимальны, но восходящие участки дают заметные значения для гравитационного перепада, который с ростом расхода снижается. В результате, при наличии заметного общего перепада давления от устья до сепаратора, соответствующее слагаемое (5) может иметь отрицательное значение, что негативно сказывается на устойчивости. Уменьшение диаметра трубопровода способно, без существенного изменения общего перепада давления при транспортировке, повысить устойчивость режима работы скважины.

Затронув вопрос о влиянии условий вниз по течению от устья, определяемых вторым слагаемым левой части (5), необходимо отметить один важный практический аспект. Устойчивая работа скважины при заданном устьевом давлении в процессе испытания не гарантирует возможность эксплуатации при том же давлении. Иногда это объясняется временным фактором, поскольку характеристики скважины изменяются от момента испытания до попытки ввода в эксплуатацию. Но в ряде случаев временной фактор исключается. Например, попытки ввода в эксплуатацию скважин А-2 и А-3 на Мутновском

месторождении делались непосредственно перед испытаниями и после испытаний. Эти скважины, показавшие устойчивую работу при опробовании в диапазоне устьевых давлений 7.0-11.9 бар и 3.0-12.2 бар, соответственно, оказались неспособными к устойчивой эксплуатации с устьевым давлением 7.0-7.5 бар.

Дело в том, что условия испытаний существенно отличаются от условий эксплуатации в части второго слагаемого левой части условия (5). При эксплуатации данные скважины должны работать на групповой сепаратор, в котором поддерживается относительно постоянное, не зависящее от расхода скважины, давление, что обеспечивает относительное постоянство устьевого давления, т.е. второе слагаемое левой части (5) близко к нулю, а с учетом необоснованно завышенного диаметра трубопроводов при наличии восходящих участков может принимать даже отрицательные значения. Испытание осуществляется на различных ступенях устьевого давления, которые обеспечиваются дросселированием потока на задвижке, расположенной перед входом в расходомерную установку. То есть вблизи устья имеет место значительный перепад, обеспечивающий необходимую ступень устьевого давления, существенно зависящий от расхода. В этом случае величина второго слагаемого левой части (5) значительна и имеет положительный знак, что повышает устойчивость. Это объясняет факт повышенной устойчивости режима работы скважин при опробовании.

Как показано в (Shulyupin, Chernev, 2015), позитивные изменения характеристики скважины может дать простое дросселирование потока на устье, которое смещает точку экстремума в область меньших расходов. В случае слабой проницаемости пласта это может перевести рабочую точку на восходящую ветвь характеристики скважины.

С помощью дросселирования на устье были введены в эксплуатацию скважины 4-Э и А-3 на Мутновском месторождении, которые не могли работать непосредственно в магистральный трубопровод. Необходимая степень дросселирования подбиралась экспериментально. Дросселирующий клапан выступал элементом, препятствующим развитию неустойчивости. Учитывая возможность метастабильного течения, в этом случае экспериментально подобранный режим вероятнее всего будет соответствовать метастабильному течению. Действительно, расчеты по программе WELL-4 показали, что параметры работы этих скважин не соответствуют условию (5). В обоих случаях сумма слагаемых в левой части оказалась меньше нуля (Шулюпин и др., 2018), т.е. согласно расчетам, обе скважины не должны работать устойчиво. Тем не менее, практически имело место устойчивое течение.

В настоящее время метастабильное течение практически не изучено. Можно предположить, что такое течение не является надежным союзником устойчивости. Заметим, что скважина 4-Э до вывода из эксплуатации смогла проработать несколько лет, а скважина А-3 быстро вышла из эксплуатации.

Хорошие результаты по обеспечению устойчивости может дать изменение характеристики скважины путем установки, внутри существующей обсадной колонны, вкладыша, снижающего внутренний диаметр канала (Shulyupin, Chernev, 2015). На рис. 2 под цифрой 4 представлена характеристика скважины, рассчитанная при тех же условиях, что и характеристика 1, за исключением диаметра верхней части (изменен с 0.225 м на 0.154 м). Как видно на рисунке, рабочая точка для этой характеристики (точка *C*) находится в области устойчивого течения.

Этот способ был реализован на скважине А-2 Мутновского месторождения. Длительное время скважина эксплуатировалась в условиях периодического самозадавливания. Изменение режима работы сопровождалось температурными нагрузками на обсадную колонну, приведшими, в конечном счете, к ее разрыву. Установка вкладыша изначально задумывалась как мероприятие по устранению последствий разрыва обсадной колонны скважины. После реконструкции скважина стала работать устойчиво, без самозадавливания. Аналогичное мероприятие, но уже с основной целью обеспечения устойчивости, было реализовано на скважине Гео-2 Мутновского месторождения и также дало положительный результат.

В работе (Mubarok, Zarrouk 2017) отмечено, что заниженный диаметр является одной из причин невозможности работы на самоизливе. Теоретически, можно предположить наличие случая, когда перевод в устойчивое состояние может достигаться увеличением диаметра. Например, при характеристике пласта, проходящей ниже точки экстремума кривой 4 и выше точки экстремума кривой 1 на рис. 2. Но такой случай следует рассматривать исключительно как гипотетический. На практике, именно завышенный диаметр может служить фактором неустойчивости, в том числе, препятствовать работе на самоизливе.

Неустойчивость может возникать по причине наличия дефектов, допущенных в ходе строительства скважины. Не всегда проект строительства по техническим причинам полностью выполняется. Дефекты также могут возникать в ходе эксплуатации и простаивания скважины. Примером служит рассмотренный случай нарушения герметичности обсадки скважины А-2. Достаточно часто в эксплуатирующихся и, особенно, в простаивающих скважинах происходит отложение солей в местах наиболее интенсивного изменения термодинамических параметров. Ликвидация указанных и подобных им дефектов способствует обеспечению работы скважины в режиме парлифта.

В случае нахождения статического уровня воды ниже устья, для работы скважины в режиме самоизлива требуется выполнить некоторые процедуры для запуска механизма парлифта. Такие процедуры в международной практике относятся к стимулированию скважин, в отечественной практике, как отмечалось, для них используется специальный термин – возбуждение скважин. Главный элемент этих процедур – удаление столба относительно холодной воды из скважины. Неудачный выбор способа возбуждения и технологии его реализации могут привести к неудаче при попытке ввода скважины в рабочий режим.

В работе (Mubarok, Zarrouk, 2017) подробно описано несколько способов возбуждения скважин. Отметим, что активно используемый как в России, так и за рубежом самопрогрев скважины с закрытой устьевой задвижкой также можно рассматривать как элемент процедуры возбуждения. Представленный в упомянутой работе список можно дополнить способами, которые активно использовались при освоении Паужетского месторождения. На ранних этапах возбуждение осуществлялось простым

способом – в скважину засыпался карбид. При контакте с водой карбид выделял газ, газлифт облегчал флюид в скважине, облегченный флюид под действием забойного давления удалялся из ствола и далее активизировался парлифт. В некоторых скважинах для удаления столба холодной воды использовалось свабирование.

Рассмотрим один из случаев, указывающих на важность выбора способа возбуждения скважины. Пусть пласт состоит из двух питающих зон. Верхняя зона содержит относительно холодную воду, нижняя зона содержит относительно горячую воду. В статическом состоянии с открытой верхней устьевой задвижкой перетоков между зонами нет (Рис. 3*a*).

При стационарной работе в режиме парлифта уровень парообразования опускается до нижней зоны (Рис. 3*b*). В статическом состоянии между зонами в скважине находится вода, а при работе в режиме парлифта – пароводяная смесь. При работе с условием $p_{c0} < p_{h1} - \Delta p_1$ (p_{c0} – давление в верхней зоне в статическом состоянии, p_{h1} и Δp_1 – давление в скважине на уровне нижней зоны и перепад давления в скважине между зонами при работе в режиме парлифта), за счет уменьшения перепада давления между зонами, верхняя зона не поставляет, а принимает флюид. В данном случае энтальпия вскипающего теплоносителя определяется исключительно нижней, горячей зоной.

Один из наиболее распространенных способов запуска парлифта – нагнетание воздуха. Столб воды выдавливается воздухом в пласт, там вода нагревается, и при открытии скважины начинается парлифт. Если в рассматриваемой скважине устье открывается быстро, в начальной стадии депрессии в верхней зоне давление p_{c2} будет ниже p_{c0} (Рис. 3*c*), следовательно в скважину будет поступать относительно холодный флюид из верхней зоны. Присутствие холодного флюида снизит эффективность начальной стадии парлифта, и скважина может не выйти на режим стационарной работы.

Такую скважину целесообразно возбуждать, удаляя столб холодной воды свабом. Также можно попытаться

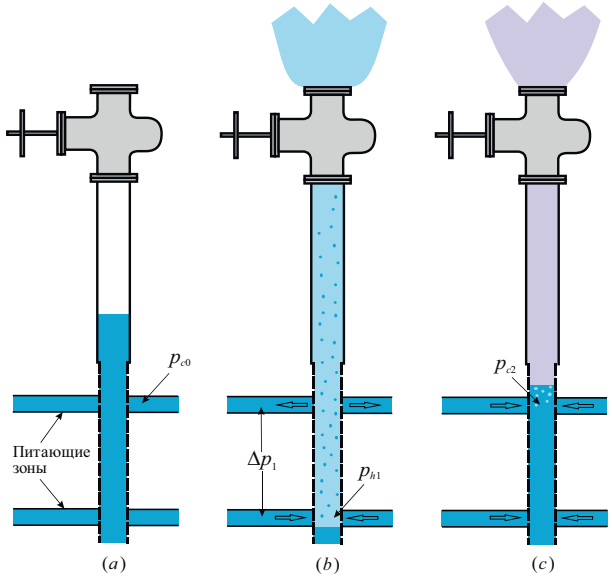


Рис. 3. Приток флюида к скважине: (a) – статическое состояние с отрытой устьевой задвижкой; (b) – устойчивая работа в режиме парлифта; (c) – состояние после быстрого открытия устья при стимулировании способом нагнетания воздуха

подобрать скорость открытия устьевого клапана. Заметим, что на Паужетском месторождении в подобных случаях, когда способ нагнетания воздуха оказывался неэффективным, успешный результат давал метод свабирования.

Рекомендации по обеспечению работы скважин в режиме парлифта

Рассмотренные способы можно классифицировать по трем направлениям: изменение характеристики пласта, изменение характеристики скважины, рационализация процесса возбуждения. В каждом направлении можно выделить по две группы. В первом – увеличение статического давления пласта (законтурного давления) и улучшение условий фильтрации. Во втором – изменение конструкции скважины (в том числе, устранение дефектов) и изменение условий транспортировки флюида от устья. В третьем – выбор рационального способа возбуждения и выбор технологии его реализации. Также можно определить основные факторы, которые могут препятствовать парлифтной эксплуатации скважины, вскрывшей резервуар с известной энтальпией теплоносителя, в режиме самоизлива с заданными условиями на устье:

- Малое начальное пластовое давление (при нулевом расходе);
- Низкая проводимость пласта;
- Неблагоприятные условия течения вниз по потоку от устья;
- Несоответствующий (завышенный) диаметр обсадной колонны;
- Технические дефекты при строительстве скважины, или возникшие в процессе ее эксплуатации или простаивания;
- Неудачно выбранный способ и технология стимулирования парлифта.

Столкнувшись на практике с трудностями обеспечения работы скважины в режиме парлифта необходимо, прежде всего, выяснить причины их возникновения, а затем выбрать направление и группу, в которых следует искать способы устранения выявленных причин. Как правило, твердой уверенности в причинах неудачи обеспечения работы скважины в режиме парлифта нет. Имеются лишь некоторые предположения. В таких случаях целесообразно решать задачу подбором способов с учетом уровня затрат и возможных необратимых последствий при их реализации. Например, предполагая низкую проводимостью пласта, для начала следует попытаться решить задачу методами стимулирования питающих зон, и только как крайнюю меру использовать уменьшение внутреннего диаметра скважины. Установка вкладыша внутри эксплуатационной колонны для уменьшения ее диаметра является непростой, требующей значительных затрат задачей. После установки вкладыша скважина может потерять потенциал, который мог бы быть обеспечен другими методами. Заметим, самая производительная отечественная геотермальная скважина (042 на Мутновском месторождении) ранее считалась непродуктивной, но была введена в режим самоизлива методом стимулирования пласта. Если бы внутри нее раньше установили вкладыш, возможно, стимулирование не дало бы положительного результата, а при положительном результате, определенно, производительность была бы значительно меньше.

Заключение

Возможность парлифтной эксплуатации геотермальных скважин определяется условиями сочетания характеристик, отражающих зависимость забойного давления от расхода, для скважины и пласта. При этом характеристику скважины следует получать с учетом зависимости внешнего устьевого давления, определяемого течением вниз по потоку от устья, от расхода. Достаточным условием является нахождение рабочей точки на восходящей ветви характеристики скважины. Не исключается возможность эксплуатации при нахождении рабочей точки и на нисходящей ветви вблизи точки экстремума указанной характеристики, особенно при наличии дополнительных факторов, сдерживающих развитие неустойчивости на устье (например, дросселирование на устье), формально выраженных в положительной и значительной величине второго слагаемого левой части условия (5).

Изменяя характеристики скважины и пласта можно добиться требуемого их сочетания. При наличии требуемого сочетания важно в каждом конкретном случае правильно выбрать способ возбуждения скважины и технологию его реализации.

Столкнувшись на практике с трудностями парлифтной эксплуатации скважины необходимо найти причины их возникновения и, выяснив причины, выбрать наиболее подходящие способы их устранения. При этом необходимо отдать предпочтение простейшим в реализации способам, которые, в случае неудачи, не создадут непреодолимых трудностей для дальнейших попыток обеспечить необходимый режим работы.

Благодарности

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00398 а.

Литература

Алишаев М.Г., Азизов Г.А. (2011). Термобарический расчёт паротермальной скважины. *Теплоэнергетика*, 7, с. 50-55. DOI: 10.1134/S0040601511070020

Алхасов А.Б., Алишаев М.Г., Алхасова Д.А. (2016). Парообразование и движение смеси по скважине при добыче глубинных термальных вод. *Мат. II межд. научно-практ. конф.: GEOENERGY.* Грозный, с. 101-115.

Дрознин В.А. (1980). Физическая модель вулканического процесса. М: Наука, 92 с.

Колесников Д.В., Шулюпин А.Н., Любин А.А. (2015). Проблемы эксплуатации ГеоЭС Камчатки. *Электрические станции*, 4, с. 16-19. DOI: 10.1007/s10749-015-0601-7

Шулюпин А.Н. (2016). Неустойчивость течения в добычной скважине на месторождении парогидротерм. *Записки Горного института*, 220, с. 551-555. DOI: 10.18454/PMI.2016.4.551

Шулюпин А.Н., Любин А.А., Чернев И.И. (2017). Оптимизация конструкции устьевой обвязки добычных скважин при освоении месторождения парогидротерм. *Георесурсы*, 19(1), с. 78-81. DOI: 10.18599/grs.19.1.12

Шулюпин А.Н., Чермошенцева А.А. (2013). О расчете пароводяного течения в геотермальной скважине. *Журнал технической физики*, 83(8), с. 14-19. DOI: 10.1134/S1063784213080227

Шулюпин А.Н., Чермошенцева А.А., Чернев И.И. (2018). Метастабильное течение в пароводяной геотермальной скважине. *Вестник КамчатГТУ*, 43, с. 37-43. DOI: 10.17217/2079-0333-2018-43-37-43

Alimonti C., Berardi D., Bocchetti D., Soldo E. (2016). Coupling of energy conversion systems and wellbore heat exchanger in a depleted oil well. *Geothermal Energy*, 4(11), pp. 1-17. DOI: 10.1186/s40517-016-0053-9

Bertani R. (2016). Geothermal power generation in the world 2010-2014 update report. *Geothermics*, 60, pp. 31-43. DOI:10.1016/j.geothermics.2015.11.003

Boure J., Bergles A., Tong L. (1973). Review of two-phase flow instabilities. *Nucl. Eng. Des.*, 25, pp. 165-192. https://doi.org/10.1016/0029-5493(73)90043-5

Grubelich M.C., King D., Knudsen S., Blankenship D., Bane S., Venkatesh P. (2015). An overview of a high energy stimulation technique for geothermal applications. *Proceedings of the World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia. No. 31070, pp. 1-6.

Holmberg H., Acuña J., Næss E., Sønju O.K. (2016). Numerical model for nongrouted borehole heat exchanges, part 2 – Evaluation. *Geothermics*, 59, pp. 134-144. DOI: 10.1016/j.geothermics.2014.11.002

Ledinegg M. (1938). Instability of flow during natural and forced circulation. *Die Warme*, 61(8), pp. 891-898.

Lous M.L., Larroque F., Dupuy A., Moignard A. (2015). Thermal performance of a deep borehole heat exchanger: Insights from a synthetic coupled heat and flow model. *Geothermics*, 57, pp. 157-172. DOI:10.1016/j.geothermics.2015.06.014

Lund J.W., Boyd T.L. (2016). Direct utilization of geothermal energy 2015 worldwide review. *Geothermics*, 60, pp. 66-93. DOI: 10.1016/j.geothermics.2015.11.004

Mubarok M.H., Zarrouk S.J. (2017). Discharge stimulation of geothermal wells: Overview and analysis. *Geothermics*, 70, pp. 17-37. DOI: 10.1016/j.geothermics.2017.05.012

Nayak A.K., Vijayan P.K. (2008). Flow Instabilities in Boiling Two-Phase Natural Circulation Systems: A Review. *Science and Technology of Nuclear Installations*, ID 573192. DOI: 10.1155/2008/573192

On M.D.G., Andrino R.P. (2015). Evaluation of hydraulic stimulation-induced permeability enhancement. *Proceedings of the World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia, No. 22094, pp. 1-8.

Pasikki R.G., Libert F., Yoshioka K., Leonard R. (2010). Well stimulation techniques applied at the Salak geothermal field. *Proceedings of the World Geothermal Congress*. Bali, Indonesia. No. 2274, pp. 1-11.

Ruspini L.C., Marcel C.P., Clausse A. (2014). Two-phase flow instabilities: A review. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 71, pp. 521-548. DOI: 10.1016/j.ijheatmasstransfer.2013.12.047

Shulyupin A.N., Chernev I.I. (2015). Some methods for reducing of steam deficit at geothermal power plants exploitation: Experience of Kamchatka (Russia). *Geothermal Energy*, 3(23), pp. 1-11. DOI: 10.1186/s40517-015-0042-4

Siratovich P., Cole J., Heap M., Villeneuve M., Reuschle T., Swanson K., Kennedy B., Gravley D., Lavallee Y. (2015). Experimental thermal stimulation of the Rotokawa Andesite. *Proceedings of the World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia. No. 22044, pp. 1-6.

Wołoszyn J., Gołas A. (2016). Experimental verification and programming development of a new MDF borehole heat exchanger numerical model. *Geothermics*, 59, pp. 67-76. DOI: 10.1016/j.geothermics.2015.10.006

Сведения об авторе

Александр Николаевич Шулюпин – заместитель директора по научной и инновационной работе, доктор техн. наук, Институт горного дела Дальневосточного отделения РАН

Россия, 680000, Хабаровск, ул. Тургенева, д. 51

Тел: +7 (4212) 32-79-27; e-mail: ans714@mail.ru

Статья поступила в редакцию 07.05.2018;
Принята к публикации 25.12.2018; Опубликована 30.03.2019

IN ENGLISH

Methods for ensuring of stable operate of steam-water wells

A.N. Shulyupin

Mining Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russian Federation

E-mail: ans714@mail.ru

Abstract. The conditions for the stable operation of the steam-water geothermal well are considered on the basis of the analysis of the characteristics reflecting the dependence of the bottomhole pressure on the flow rate for the well and the feed aquifer. When the position of the static water level is below the wellhead, these conditions determine the principle possibility of the steam-lift production of the fluid in the self-discharge regime. When constructing the characteristics of the well, it is necessary to take into account the dependence of the external wellhead pressure, determined by the flow downstream from the wellhead, on the flow. A sufficient condition for stable steam-lift operation is the finding of a working point (the intersection of characteristics) on the ascending branch of the characteristic of the well. In the presence of factors that inhibit the development of instability at the wellhead, the possibility of steam-lift operation while finding a working point and on the descending branch near the extremum of the well characteristic is not ruled out.

Some methods of changing the characteristics of a well and an aquifer that contribute to the achievement of the required location of the working point are considered. The importance of choosing the method of excitation of a well and the technology of its implementation in the presence of the required location are noted. The reasons for appearance of difficulties of the steam-lift operation of the well are indicated. It is recommended, having faced in practice with such difficulties and having found the reasons for their occurrence, choose the most appropriate ways of eliminating them, preferring the simplest in the implementation the methods that, in case of failure, will not interfere with further attempts to provide the necessary mode of operation.

Keywords: steam-water well, steam-lift, self-discharge, feed aquifer, static water level

Recommended citation: Shulyupin A.N. (2019). Methods for ensuring of stable operate of steam-water wells. *Georesursy = Georesources*, 21(1), pp. 99-106. DOI: https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.99-106

Acknowledgements

The study was performed with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research, research project No. 16-05-00398.

References

Alimonti C., Berardi D., Bocchetti D., Soldo E. (2016). Coupling of energy conversion systems and wellbore heat exchanger in a depleted oil well. *Geothermal Energy*, 4(11), pp. 1-17. DOI: 10.1186/s40517-016-0053-9

Alishaev M.G., Azizov G.A. (2011). Thermobaric calculation of a steam-thermal borehole. *Thermal Engineering*, 58(7), pp. 578-592. DOI: 10.1134/S0040601511070020 (In Russ.)

Alkhasov A.B., Alishayev M.G., Alkhasova D.A. (2016). Vaporization and movement of the mixture through the well during the extraction of deep thermal waters. *Mat. II mezhd. nauchno-prakt. konf.: GEOENERGY* [Proc. II Int. Sci.-Pract. Conf.: GeoEnergy]. Groznyy, pp. 101-115. (In Russ.)

Bertani R. (2016). Geothermal power generation in the world 2010-2014 update report. *Geothermics*, 60, pp. 31-43. DOI:10.1016/j.geothermics.2015.11.003

Boure J., Bergles A., Tong L. (1973). Review of two-phase flow instabilities. *Nucl. Eng. Des.*, 25, pp. 165-192. https://doi.org/10.1016/0029-5493(73)90043-5

Droznin V.A. (1980). Fizicheskaya model vulkanicheskogo protsessa [Physical model of volcanic process]. Moscow: Nauka, 92 p. (In Russ.)

Grubelich M.C., King D., Knudsen S., Blankenship D., Bane S., Venkatesh P. (2015). An overview of a high energy stimulation technique for geothermal applications. *Proceedings of the World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia. No. 31070, pp. 1-6.

Holmberg H., Acuña J., Næss E., Sønju O.K. (2016). Numerical model for nongrouted borehole heat exchanges, part 2 – Evaluation. *Geothermics*, 59, pp. 134-144. DOI: 10.1016/j.geothermics.2014.11.002

Kolesnikov D.V., Lyubin A.A., Shulyupin A.N. (2015). Problems with using the geothermal resources of Kamchatka. *Power Technology and Engineering*, 49(3), pp. 212-215. DOI: 10.1007/s10749-015-0601-7 (In Russ.)

Ledinegg M. (1938). Instability of flow during natural and forced circulation. *Die Warme*, 61(8), pp. 891-898.

Lous M.L., Larroque F., Dupuy A., Moignard A. (2015). Thermal performance of a deep borehole heat exchanger: Insights from a synthetic coupled heat and flow model. *Geothermics*, 57, pp. 157-172. DOI:10.1016/j.geothermics.2015.06.014

Lund J.W., Boyd T.L. (2016). Direct utilization of geothermal energy 2015 worldwide review. *Geothermics*, 60, pp. 66-93. DOI: 10.1016/j.geothermics.2015.11.004

Mubarok M.H., Zarrouk S.J. (2017). Discharge stimulation of geothermal wells: Overview and analysis. *Geothermics*, 70, pp. 17-37. DOI: 10.1016/j.geothermics.2017.05.012

Nayak A.K., Vijayan P.K. (2008). Flow Instabilities in Boiling Two-Phase Natural Circulation Systems: A Review. *Science and Technology of Nuclear Installations*, ID 573192. DOI: 10.1155/2008/573192

On M.D.G., Andrino R.P. (2015). Evaluation of hydraulic stimulation-induced permeability enhancement. *Proceedings of the World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia, No. 22094, pp. 1-8.

Pasikki R.G., Libert F., Yoshioka K., Leonard R. (2010). Well stimulation techniques applied at the Salak geothermal field. *Proceedings of the World Geothermal Congress*. Bali, Indonesia. No. 2274, pp. 1-11.

Ruspini L.C., Marcel C.P., Clausse A. (2014). Two-phase flow instabilities: A review. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 71, pp. 521-548. DOI: 10.1016/j.ijheatmasstransfer.2013.12.047

Shulyupin A.N. (2016). Flow instability in producing well at flash-steam fields. *Zapiski Gornogo instituta = Journal of Mining Institute*, 220, pp. 551-555. DOI: 10.18454/PMI.2016.4.551 (In Russ.)

Shulyupin A.N., Chermoshentseva A.A. (2013). On calculation of a steam-water flow in a geothermal well. *Technical Physics*, 58(8), pp. 1100-1105. DOI:10.1134/S1063784213080227 (In Russ.)

Shulyupin A.N., Chermoshentseva A.A., Chernev I.I. Metastable flow in steam-water geothermal well. *Vestnik KamchatGTU = Bulletin of Kamchatka State Technical University*, 43, pp. 37-43. DOI: 10.17217/2079-0333-2018-43-37-43 (In Russ.)

Shulyupin A.N., Chernev I.I. (2015). Some methods for reducing of steam deficit at geothermal power plants exploitation: Experience of Kamchatka (Russia). *Geothermal Energy*, 3(23), pp. 1-11. DOI: 10.1186/s40517-015-0042-4

Shulyupin A.N., Lyubin A. A., Chernev I. I. (2017). Optimization of wellhead piping design for production wells at development of steam-water geothermal fields. *Georesursy = Georesurses*, 19(1), pp. 78-81. DOI: 10.18599/grs.19.1.12

Siratovich P., Cole J., Heap M., Villeneuve M., Reuschle T., Swanson K., Kennedy B., Gravley D., Lavallee Y. (2015). Experimental thermal stimulation of the Rotokawa Andesite. *Proceedings of the World Geothermal Congress*. Melbourne, Australia. No. 22044, pp. 1-6.

Wołoszyn J., Gołas A. (2016). Experimental verification and programming development of a new MDF borehole heat exchanger numerical model. *Geothermics*, 59, pp. 67-76. DOI: 10.1016/j.geothermics.2015.10.006

About the Author

Aleksandr N. Shulyupin – Deputy Director for Science and Innovations; DSc (Engineering), Mining Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

51, Turgeneva st., 51, Khabarovsk, 680000, Russian Federation

Tel: +7 (4212) 32-79-27, e-mail: ans714@mail.ru

Manuscript received 7 May 2018;
Accepted 25 December2018;
Published 30 March 2019

ТАТАРСТАНСКИЙ НЕФТЕГАЗОХИМИЧЕСКИЙ ФОРУМ

2-4 сентября 2019, Казань

26-я международная специализированная выставка

НЕФТЬ ГАЗ НЕФТЕХИМИЯ

16+

Организаторы:

Правительство Республики Татарстан

ОАО «Казанская ярмарка»

При поддержке:

Президента Республики Татарстан

Россия, 420059, г. Казань
Оренбургский тракт, 8
ОАО «Казанская ярмарка»

тел.(843) 212-21-44
www.oilexpo.ru, www.expokazan.ru

EAGE
EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS

3-я научно-практическая конференция

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ СКВАЖИНЫ 2019

ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Льготная регистрация до 1 апреля 2019 г.

27–31 мая 2019 г. I Калининград, Россия

За подробной информацией обращайтесь по e-mail: hw@eage.org

WWW.EAGE.RU | WWW.EAGE.ORG

EAGE
EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS

Геомодель 2019

21-я конференция по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа

9 – 13 сентября 2019 г. I Геленджик, Россия

Важные даты	
20 мая 2019 г.	Окончание приёма тезисов докладов
20 июня 2019 г.	Окончание льготной регистрации
20 июля 2019 г.	Оповещение авторов о включении в программу конференции
1 августа 2019 г.	Окончание приёма заявок на коммерческие презентации
20 августа 2019 г.	Окончание предварительной регистрации

Приём тезисов докладов – до 20 мая 2019 г.!

WWW.EAGE.RU | WWW.EAGE.ORG